

LS

2802

2. Ex.

Berichte  
aus dem  
Institut für Meereskunde  
an der  
Christian-Albrechts-Universität Kiel

Nr. 72

ENERGIESPEKTREN VON TEMPERATUR, GEOPOTENTIAL  
UND WIND AN AUSGEWÄHLTEN GITTERPUNKTEN DES  
DWD-GITTERNETZES DER NORDHALBKUGEL

von  
Ulla Herrmannsen



Präs.-Ex.!

DOI 10.3289/IFM\_BER\_72

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden von:

Institut für Meereskunde  
Abt. Maritime Meteorologie  
Düsternbrooker Weg 20  
D 2300 K i e l 1

ENERGIESPEKTREN VON TEMPERATUR, GEOPOTENTIAL  
UND WIND AN AUSGEWÄHLTEN GITTERPUNKTEN DES  
DWD-GITTERNETZES DER NORDHALBKUGEL

Freie wissenschaftliche Arbeit zur Erlangung  
des Grades eines Diplommeteorologen des  
Fachbereiches Mathematik-Naturwissenschaften  
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

vorgelegt von: Ulla Herrmannsen  
Referent: Prof. Dr. Fr. Defant  
Korreferent: Prof. Dr. P. Speth

Kiel 1979

## ZUSAMMENFASSUNG

Die räumlichen und zeitlichen Fluktuationen verschiedener meteorologischer Parameter lassen sich als Summe von Elementarwellen darstellen, die einen Periodenbereich von einigen Zehntelsekunden bis zu einigen Jahren überdecken. Um die Bedeutung der unterschiedlichen Scales innerhalb der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre, vor allem ihren Beitrag zum Transport von sensibler Energie und Drehimpuls, quantitativ zu beschreiben, wurde eine Spektralanalyse zehnjähriger Zeitreihen von Temperatur, Geopotential und den horizontalen Komponenten des geostrophischen Windes durchgeführt.

In der vorliegenden Arbeit wurden die Energiespektren der betrachteten meteorologischen Parameter untersucht, die als Grundlage der Interpretation der Cospektren der Transporte von sensibler Energie und Drehimpuls, wie sie von J. PERKUHN (Diplomarbeit, IfM Kiel, in Vorbereitung) erstellt wurden, dienen können. Eine direkte Relation zwischen der spektralen Verteilung der Energiedichten und der Stärke des Transportes besteht nicht, da die für den Transport ausschlaggebende Phasenbeziehung zwischen den miteinander gekoppelten Größen in dieser Art der spektralen Analyse nicht erfaßt wird.

Als Ausgangsmaterial standen die objektiven Analysenwerte an 13 Punkten des DWD-Gitternetzes der Nordhalbkugel der Termine 00 und 12 GMT in den Niveaus 850, 500 und 200 mb zur Verfügung. Zur Auswahl der 13 Punkte wurden Mittelkarten des Monats Januar der horizontalen Flüsse von sensibler Energie und Impuls für den Zeitraum von 1967 - 1972 nach SPETH (1974) herangezogen. Die untersuchten Gebiete sind über die ganze Nordhalbkugel verteilt, so daß man einen Einblick in die regionalen Unterschiede der Spektralformen, im besonderen hinsichtlich der Variabilität entlang der Breitenkreise, zu gewinnen hofft. Die Ergebnisse der Analyse überdecken einen Periodenbereich von 1 bis zu 512 Tagen.

Für jeden Punkt erhält man eine individuelle Struktur der Spektren. Allgemein lassen sich folgende Aussagen machen: Der langperiodische Teil, der den Jahres- und Halbjahrespeak umfaßt, zeigt für die Parameter  $T$  und  $u_g$  eine gewisse Breitenabhängigkeit: in den  $T^2$ -Spektren des 200 mb-Niveaus zeichnen sich Jahrespeaks nur in den hohen Breiten ab, während er in den unteren Niveaus an allen Punkten signifikant hervortritt. Die  $u_g^2$ -Spektren weisen signifikante Maxima für eine ganzjährliche Periode nur in den südlich gelegenen Punkten auf. Die  $\phi^2$ -Spektren aller Punkte zeigen Jahrespeaks in 500 und 200 mb.

Die Energiedichten der Analysen der Temperatur nehmen bis auf einzelne Ausnahmen innerhalb der drei betrachteten Niveaus im gesamten Frequenzbereich mit der Höhe ab, während die Energiedichten der drei anderen Parameter  $\phi$ ,  $u_g$  und  $v_g$  zunehmen.

Die prinzipielle Form der Energiespektren im kurzperiodischen Bereich, der in etwa das Intervall von 1 bis zu 30 Tagen umfaßt, entspricht der eines Red-Noise-Prozesses. Dem Noise-Spektrum überlagern sich die Amplitudenwerte der periodischen Vorgänge. Eine grobe Gruppeneinteilung der spektralen Struktur in diesem Periodenintervall ist anhand der Lage der Punkte bezüglich der Tröge und Rücken des Geopotentialfeldes unter Berücksichtigung ihrer jahreszeitlichen Verlagerung möglich.

Zwischen den beiden angesprochenen Periodenintervallen zeichnet sich in den Spektren von Temperatur und Geopotential im Bereich um 100 Tage eine spektrale Lücke ab. Diese Lücke ist auch in den Darstellungen von  $u_g$ , wenngleich weniger deutlich, erkennbar. Da die Amplituden der Analysen des meridionalen Windes in den meisten Fällen im langperiodischen Bereich nur geringe Werte aufweisen, kann der Begriff einer spektralen Lücke für diesen Parameter nicht verwendet werden.

Für eine vollständigere Beschreibung der meteorologischen

Verhältnisse, zum Beispiel in Form von Isolinienkarten der Amplituden bestimmter Perioden, wäre die Bearbeitung sämtlicher Gitterpunkte wünschenswert, doch überschreitet der Rechen- und Zeitaufwand den Rahmen einer Diplomarbeit bei weitem. Sehr sinnvoll wäre weiterhin die Untersuchung der jahreszeitlichen Variation der Struktur der Spektren im kurzperiodischen Bereich, vor allem im Hinblick auf die Wahl der Gebiete nach Karten des Januarmittels, doch war auch dies aus Zeitgründen wegen des Rechenaufwands nicht durchführbar.

## ABSTRACT

The spatial and temporal fluctuations of various meteorological parameters can be represented as a sum of elementary waves overlapping a frequency range from a few tenth of seconds up to several years. In order to describe as to quantity the importance of the different scales present in the General Circulation of the Atmosphere, especially their contribution to the transport of sensible heat and momentum, a spectral analysis was made of ten-years time series of temperature, of geopotential height and of the horizontal geostrophic wind components.

In the present work power spectra of the examined meteorological parameters were investigated which serve as a basis for an interpretation of the cospectra of the transports of sensible heat and angular momentum as they were provided by J. PERKUHN (Diplomarbeit, Abt. Meteorologie, Institut für Meereskunde, Kiel, in preparation). There does not exist a direct relationship between the spectral distribution of power density and the strength of transport. In this kind of spectral analysis the phase relationship between the integrated parameter, which is the determining factor for the transport, is not comprehended.

The basic data used in this investigation consist of twice-daily objective data at 13 points of the DWD grid in the Northern Hemisphere ( $30^{\circ}\text{N}$ - $65^{\circ}\text{N}$ ). The pressure levels of 200, 500 and 850 mb are taken into account. Mean January maps of horizontal fluxes of sensible heat energy and angular momentum for the period 1967-1972 (SPETH, 1974) were employed to select these points. The locations selected for investigation are distributed over the whole Northern Hemisphere, so it is possible to gain an insight into existing regional differences of spectral structures, especially with regard to variability with latitude. The result of the analyses cover a period range from 1 to 512 days.

Verhältnisse, zum Beispiel in Form von Isolinienkarten der Amplituden bestimmter Perioden, wäre die Bearbeitung sämtlicher Gitterpunkte wünschenswert, doch überschreitet der Rechen- und Zeitaufwand den Rahmen einer Diplomarbeit bei weitem. Sehr sinnvoll wäre weiterhin die Untersuchung der jahreszeitlichen Variation der Struktur der Spektren im kurzperiodischen Bereich, vor allem im Hinblick auf die Wahl der Gebiete nach Karten des Januarmittels, doch war auch dies aus Zeitgründen wegen des Rechenaufwands nicht durchführbar.

## ABSTRACT

The spatial and temporal fluctuations of various meteorological parameters can be represented as a sum of elementary waves overlapping a frequency range from a few tenth of seconds up to several years. In order to describe as to quantity the importance of the different scales present in the General Circulation of the Atmosphere, especially their contribution to the transport of sensible heat and momentum, a spectral analysis was made of ten-years time series of temperature, of geopotential height and of the horizontal geostrophic wind components.

In the present work power spectra of the examined meteorological parameters were investigated which serve as a basis for an interpretation of the cospectra of the transports of sensible heat and angular momentum as they were provided by J. PERKUHN (Diplomarbeit, Abt. Meteorologie, Institut für Meereskunde, Kiel, in preparation). There does not exist a direct relationship between the spectral distribution of power density and the strength of transport. In this kind of spectral analysis the phase relationship between the integrated parameter, which is the determining factor for the transport, is not comprehended.

The basic data used in this investigation consist of twice-daily objective data at 13 points of the DWD grid in the Northern Hemisphere ( $30^{\circ}\text{N}$ - $65^{\circ}\text{N}$ ). The pressure levels of 200, 500 and 850 mb are taken into account. Mean January maps of horizontal fluxes of sensible heat energy and angular momentum for the period 1967-1972 (SPETH, 1974) were employed to select these points. The locations selected for investigation are distributed over the whole Northern Hemisphere, so it is possible to gain an insight into existing regional differences of spectral structures, especially with regard to variability with latitude. The result of the analyses cover a period range from 1 to 512 days.



The spectra at each point have individual structures. However, in general the following statements are valid: the long period part containing the annual and semiannual amplitude shows a certain dependence on latitude for  $T$  and  $u_g$ : in the  $T^2$ -spectra for the 200 mb level peaks with an annual period are found only in the high latitudes. Whereas in the lower levels this period is significant at all points. The  $u_g^2$ -spectra have significant maxima for a yearly period only in more southern locations. The  $\phi^2$ -spectra of all points show annual peaks in 500 und 200 mb.

With some exceptions only the power density in the analyses of temperature decreases with increasing height in the whole frequency range, while the power densities of the other parameters  $\phi$ ,  $u_g$  and  $v_g$  increase.

In the short-period part the principle structure of the power spectra from about 1 to 30 days corresponds to a red noise process. The amplitude of the periodic processes are superposed to the noise spectrum. In this period range a rough separation of the spectral structures into various groups is possible due to the location of the points relative to the troughs and ridges in the geopotential field and their seasonal displacements.

The spectra of temperature and geopotential height show a spectral gap in the range of about 100 days. This gap is found to be present as well in the representations for  $u_g$ , though here it is less obvious. In most instances the long-period analyses for the meridional wind show small amplitudes, so the conception of a gap cannot be used for this parameter.

In order to get a total description of the meteorological conditions, for example by isoline maps of the amplitudes for definite periods, it would be desirable to take into account all gridpoints, but the expenditure of calculations and time would exceed the framework of this study. Further-

more it would be suggestive to investigate the seasonal variation of the spectral structure in the short-period range, especially because the regions being considered here have been chosen only from January mean maps. But entailed by the time and computational labor neither such an investigation was practicable.

## INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. Einleitung	1
2. Das vorhandene Datenmaterial und seine Aufbereitung	4
3. Berechnung der Energiespektren	6
3.1 Spektrenanalyse und Energiespektrum	6
3.2 Die betrachteten meteorologischen Größen	8
3.3 Die Fast Fourier Transformation (FFT)	11
3.3.1 Vorteile und Prinzip der FFT	11
3.3.2 Anwendung des Spektralprogramms	11
3.3.3 Die Signifikanz der Spektren	12
ERGEBNISSE	
4. Darstellung und Interpretation der Spektren am Beispiel des Punktes A, Boston (43°N, 70°W)	18
4.1 Das Energiespektrum der Temperatur	19
4.2 Das Spektrum der potentiellen Energie	22
4.3 Die Energiespektren des geostrophischen Windes	23
4.4 Die Struktur der integrierten Spektren	26
5. Ergebnisse der integralen Darstellung	29
5.1 Temperaturvarianz, verfügbare potentielle Energie und Varianz der potentiellen Energie im lang- und kurzperiodischen Bereich	29
5.2 Die Beiträge der lang- und kurzperiodischen Wellen zur kinetischen Energie des geostrophischen Windes	35

	Seite
6. Interpretation der Energiespektren	50
6.1 Die Struktur der Energiespektren im Periodenbereich von 512 bis 70 Tagen	50
6.1.1 Temperatur und Geopotential	50
6.1.2 Geostrophischer Wind	58
6.2 Die Struktur der Spektren im kurzperiodischen Bereich	66
6.2.1 Punkt D, Danzig ( $55^{\circ}\text{N}, 20^{\circ}\text{E}$ ) und Punkt III, Ural ( $58^{\circ}\text{N}, 65^{\circ}\text{E}$ )	67
6.2.2 Punkt F, Sibirien ( $60^{\circ}\text{N}, 123^{\circ}\text{E}$ ) und Punkt V, Hudson-Bay ( $65^{\circ}\text{N}, 80^{\circ}\text{W}$ )	70
6.2.3 Punkt A, Boston ( $43^{\circ}\text{N}, 70^{\circ}\text{W}$ ) und Punkt II, NW-Pazifik ( $47^{\circ}\text{N}, 175^{\circ}\text{E}$ )	75
6.2.4 Punkt C, O-China ( $35^{\circ}\text{N}, 118^{\circ}\text{E}$ ), Punkt IV, W-Atlantik ( $35^{\circ}\text{N}, 65^{\circ}\text{W}$ ), Punkt VI, W-Pazifik ( $30^{\circ}\text{N}, 150^{\circ}\text{E}$ )	78
6.2.5 Punkt E, San Francisco ( $40^{\circ}\text{N}, 125^{\circ}\text{W}$ ) und Punkt I, NO-Pazifik ( $38^{\circ}\text{N}, 140^{\circ}\text{W}$ )	82
6.2.6 Punkt B, Beringsee ( $56^{\circ}\text{N}, 172^{\circ}\text{W}$ ) und Punkt VII, Shetland ( $63^{\circ}\text{N}, 0^{\circ}$ )	86
7. Schlußbetrachtung	90
Literaturverzeichnis	92

## 1. EINLEITUNG

Die räumlichen und zeitlichen Fluktuationen vieler meteorologischer Parameter lassen sich als Summe von Elementarwellen darstellen, die einen Periodenbereich von einigen Zehntelsekunden bis zu einigen Jahren überdecken. Um die Bedeutung der unterschiedlichen Scales innerhalb der Allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre quantitativ zu beschreiben, bedient man sich häufig der statistischen Methode der Spektralanalyse. In der vorliegenden Arbeit wurden mit dieser Methode zehnjährige Zeitreihen von Temperatur, Geopotential und geostrophischem Wind an 13 Punkten des DWD-Gitternetzes in den Niveaus 850, 500 und 200 mb untersucht. Für eine vollständige Beschreibung der meteorologischen Verhältnisse wäre die Bearbeitung sämtlicher Gitterpunkte wünschenswert, doch überschreitet der dafür notwendige rechnerische und organisatorische Aufwand bei weitem den Rahmen einer Diplomarbeit.

Um eine wissenschaftlich sinnvolle Auswahl aus der Gesamtheit dieser Punkte zu treffen, wurden Karten der für die Allgemeine Zirkulation so überaus wichtigen horizontalen vertikal integrierten Flüsse von sensibler Energie und Impuls nach SPETH (1974) herangezogen. Diese Karten sind in Fig. 1 abgebildet. Im oberen Teil ist der durch wandernde Wellen hervorgerufene Fluß von sensibler Energie, im unteren der von Drehimpuls dargestellt, es handelt sich in beiden Fällen um ein vertikales Mittel für den Monat Januar.

Markant für die Struktur des Flusses sensibler Energie ist das ausgeprägte Maximum des nordwärts gerichteten Transportes über der Ostküste Nordamerikas und die beiden Maxima über der Beringsee und Ostchina. Minima treten über der Ostsee, über der Westküste Nordamerikas und Ostsibirien auf. Im Bereich dieser Extrema wurden sechs Punkte gewählt, für welche eine Spektralanalyse meteorologischer Elemente durchgeführt wird. Sie sind in den Karten gekennzeichnet.

Aus der Darstellung des Flusses von Drehimpuls wurden sieben weitere Orte gewählt: Drei davon in den Gebieten mit größtem

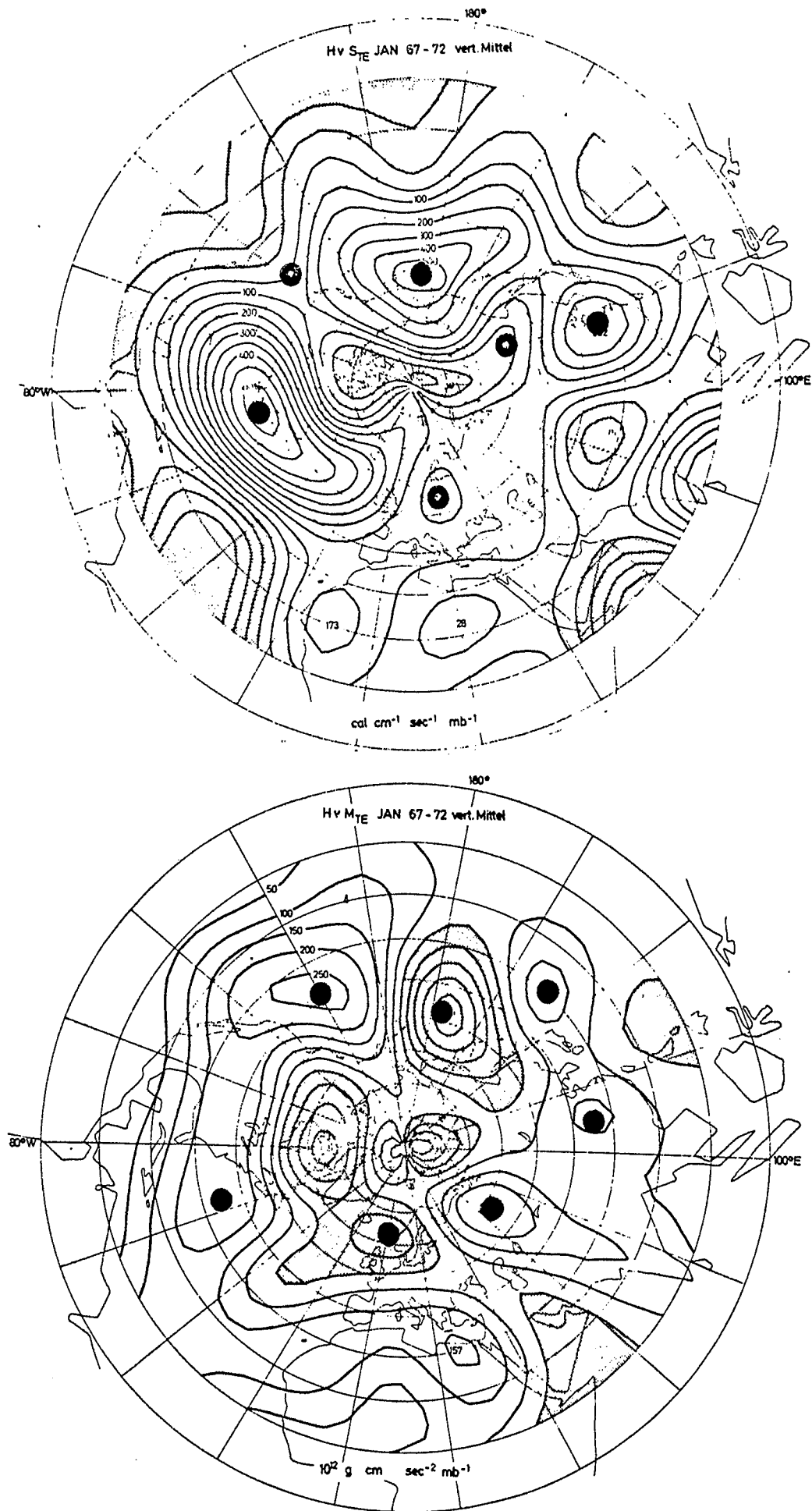


Fig. 1 oben: Der meridionale Fluß von sensibler Energie im vertikalen Mittel für den Januar (1967 bis 1972).  
 unten: Der meridionale Fluß von Drehimpuls im vertikalen Mittel für den Januar (1967 bis 1972).  
 Ein südwärts gerichteter Transport ist schraffiert.

südwärts gerichteten Transport (negativ) über dem NW-Pazifik, der Hudson-Bay und den Shetlandinseln und weitere vier in den Bereichen des maximalen nordwärts gerichteten Transportes über dem NO-Pazifik, dem W-Atlantik, Mittelrußland und dem W-Pazifik.

Die geographischen Koordinaten dieser 13 Punkte wurden in das Gittersystem des DWD transformiert und die weiteren Berechnungen für den jeweils nächstliegenden Gitterpunkt durchgeführt. Der Abstand zwischen dem geographischen Ort und dem Gitterpunkt beträgt maximal 250 km.

## 2. DAS VORHANDENE DATENMATERIAL UND SEINE AUFBEREITUNG

In den Tabellen 1 und 2 sind die Angaben über die Lage der ausgewählten Gitterpunkte und über die Stärke und Richtung des jeweiligen Transportes bzw. über die Art des relativen Extremums zusammengestellt. Jedem Punkt ist ein Buchstabe oder eine römische Zahl zugeordnet. Hinzugefügt wurde außerdem eine ungefähre geographische Bezeichnung, lediglich um eine leichtere Orientierung während des Lesens zu ermöglichen.

		$\phi$	$\lambda$	Gitter- koordinaten		Transport sens.Energie	
				x	y	$[\text{cal cm}^{-1}\text{sec}^{-1}\text{mb}^{-1}]$	
A	Boston	43°N	70°W	13	24	527	Max
B	Beringsee	56°N	172°W	27	36	517	Max
C	O-China	35°N	118°E	42	31	302	Max
D	Danzig	55°N	20°E	28	17	82	Min
E	San Francisco	40°N	125°W	16	37	50	Min
F	Sibirien	60°N	123°E	34	30	50	Min

Tab. 1

				Gitter- koordinaten		Transport von Drehimpuls	Trans- port- rich- tung
		$\phi$	$\lambda$	x	y	$[10^{12} \text{ g cm sec}^{-2} \text{ mb}^{-1}]$	
I	NO-Pazifik	38°N	140°W	19	40	266	S→N
II	NW-Pazifik	47°N	175°E	30	38	226	N→S
III	Ural	58°N	65°E	34	21	207	S→N
IV	W-Atlantik	35°N	65°W	11	22	201	S→N
V	Hudson-Bay	65°N	80°W	20	26	169	N→S
VI	W-Pazifik	30°N	150°E	38	40	121	S→N
VII	Shetlandin.	63°N	0°	25	19	73	N→S

Tab. 2



Die Datenaufbereitung und Durchführung der Spektralanalyse erfolgte in Zusammenarbeit mit Jutta PERKUHN. Von ihr wurden im Rahmen einer Diplomarbeit die Spektren der Transporte von sensibler Energie und Drehimpuls erstellt, während sich diese Arbeit mit den Energiespektren der Zeitreihen meteorologischer Elemente für denselben Zeitbereich befaßt.

Als Ausgangsdaten standen uns die Hemisphärischen Aufbauanalysen für das Gitternetz des DWD über den Zeitraum vom 28.3.1966 bis zum 18.6.1977, gespeichert auf 56 Magnetbändern, zur Verfügung. Auf diesen Bändern sind die Temperatur- und Geopotentialwerte aller Gitterpunkte für die Termine 00 und 12 GMT in den Standardniveauflächen archiviert.

Die Daten wurden entcodiert und die Vollständigkeit der Datenblöcke in den betrachteten Niveaus überprüft. Da Fehltermine bis zum März 1967 relativ häufig sind, wurde im weiteren nur der zehnjährige Zeitraum vom 1.4.1967 bis zum 31.3.1977 (7306 Termine) bearbeitet. In diesem Bereich treten maximal 4 Fehltermine pro Zeitreihe auf.

Die nächsten Rechenläufe filterten die Temperatur- und Geopotentialwerte an den 13 ausgewählten Punkten und die Geopotentialwerte der vier benachbarten Punkte (Fig. 2) zur Bestimmung des geostrophischen Windes heraus, und zwar in den drei Standard-Druckniveaus 850, 500 und 200 mb. Fehlende Daten wurden interpoliert.

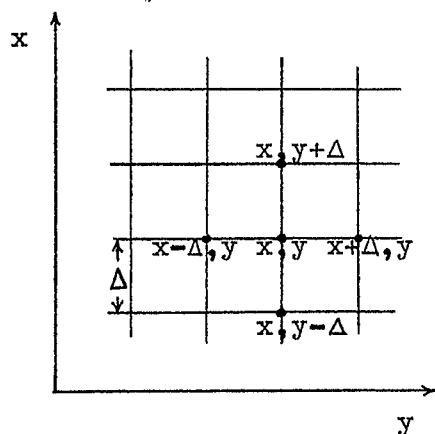


Fig. 2

Die Berechnung des geostrophischen Windes erfolgte nach den bekannten Formeln:

$$u_g(x) = - \frac{1}{f} \frac{d\Phi}{dy} \approx - \frac{1}{f} \frac{\Phi(x, y+\Delta) - \Phi(x, y-\Delta)}{2\Delta} \quad (2.1)$$

$$v_g(x) = \frac{1}{f} \frac{d\Phi}{dx} \approx \frac{1}{f} \frac{\Phi(x+\Delta, y) - \Phi(x-\Delta, y)}{2\Delta} \quad (2.2)$$

Da die x- und y-Achsen des Gittersystems nicht in Ost-West- bzw. Nord-Süd-Richtung verlaufen, mußten diese Geschwindigkeiten in das geographische System zurücktransformiert werden.

Die für die Einzeltermine herausgefilterten Daten wurden zunächst in 7306 Blöcken gespeichert, um sie dann zu Zeitreihen umzuordnen. Insgesamt stehen damit 156 Zeitreihen zur Verfügung, 12 für jeden Punkt: Jeweils 4 Arten ( $T, \Phi, u_g, v_g$ ) in den drei Niveaus.

Um Datenfehler zu korrigieren, wurden für jede Reihe der Mittelwert, die Standardabweichung  $\sigma$  und die Abweichung der Einzelwerte vom Mittelwert berechnet. Zeitreihenabschnitte, in denen die Abweichung einen Betrag von  $4\sigma$  überschreitet, ließen wir ausdrucken. Fiel der Datenwert deutlich aus der Tendenz des Intervalls, wurde er linear interpoliert. Die Anzahl der auf diese Art interpolierten Daten beträgt für alle Zeitreihen weniger als 1.6 % der Zeitreihenlänge. Die Ergebnisse der Spektralanalyse werden hierdurch auf keinen Fall beeinflusst.

### 3. BERECHNUNG DER ENERGIESPEKTREN

#### 3.1 SPEKTRALANALYSE UND ENERGIESPEKTRUM

Jede Funktion  $f(t)$ , die im Intervall  $-T/2 \leq t \leq T/2$  stückweise glatt ist und sich außerhalb dieses Bereiches periodisch fortsetzt, kann als Fourierreihe dargestellt werden:

$$f(t) = \sum_{m=-\infty}^{+\infty} F_m e^{i\omega_m t} \quad (3.1)$$

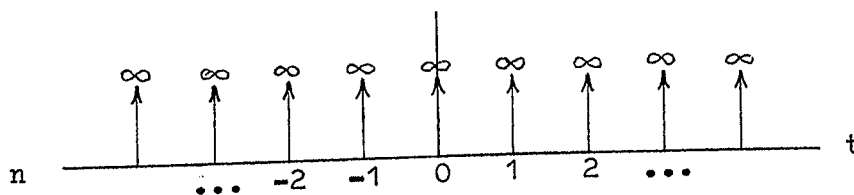
$$\text{mit } F_m = \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{+T/2} f(t) e^{-i\omega_m t} dt \quad (3.2)$$

Die Koeffizienten  $F_m$  sind komplex.

Um einen Satz von einzelnen Funktionswerten im Abstand  $\Delta t$ , bezeichnet mit  $f(n\Delta t)$ , zu erhalten, wie er in einer Meßreihe vorliegt, wird das kontinuierliche Signal mit einem unendlichen Zug von Deltafunktionen (Dirac-Kamm) multipliziert.

Dirac-Kamm:

$$v(t; \Delta t) = \sum_{r=-\infty}^{+\infty} \delta(t - r\Delta t) \quad (3.3)$$



Die Fouriertransformierte dieser "Funktion" besteht aus einer unendlichen Serie von Spektrallinien:

$$Y(v; \frac{1}{\Delta t}) = \frac{1}{\Delta t} \sum_{r=-\infty}^{+\infty} \delta(v - \frac{r}{\Delta t}) \quad (3.4)$$

Die diskrete Reihe ist damit gegeben durch

$$\bar{f}(r\Delta t) = f(t) \cdot v(t; \Delta t). \quad (3.5)$$

Ihre Transformierte ergibt sich aus dem Faltungsgesetz:

$$F_m(v) = Y(v; \frac{1}{\Delta t}) + F_m(v) \quad (3.6)$$

Für die Fast Fourier Transformation wird häufig die folgende Darstellung der Faltungsfunktion benutzt:

$$F_m(v) = F_m = \sum_{r=-n}^{n-1} f(r\Delta t) e^{-i(2\pi mr/N)}; \quad -n \leq m \leq n-1 \quad (3.7)$$

$N=2n$  gibt die Anzahl der Meßwerte an. Die Grundfrequenz der periodischen Zerlegung ist  $f_1 = \frac{1}{\Delta t N}$ .

Als Energiespektrum der Zeitreihe bezeichnet man die Folge der Werte  $F_m^2$ . Nach der Parsevalschen Gleichung gilt

$$\frac{1}{N} \sum_{r=-n}^{n-1} f^2(r\Delta t) = \sum_{m=-n}^{n-1} |F_m|^2. \quad (3.8)$$

In Worten: Die Varianz einer Reihe  $f(n\Delta t)$ , deren Mittelwert der Einfachheit halber null sei, wird durch eine Fouriertransformation in frequentielle Anteile zerlegt und läßt sich aus der Summe dieser Anteile berechnen.

Die höchste Frequenz, die durch diese Aufspaltung erfaßt werden kann, ist durch den zeitlichen Abstand der Datenauswahl  $\Delta t$  bestimmt. Sie wird als NYQUIST-Frequenz bezeichnet.

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t} \quad (3.9)$$

Treten in der Zeitfunktion, die anhand der diskreten Reihe untersucht werden soll, höhere Fluktuationen auf, werden die ihnen entsprechenden Energien in den erfaßten Frequenzbereich übertragen. Daraus resultiert eine Verfälschung des wahren Spektrums, bezeichnet als Aliasing.

Hinzu kommt die endliche Länge der Zeitreihe, die einer Betrachtung durch ein Datenfenster  $w(t)$  entspricht.

$$w(t) = \begin{cases} 1, & |t| \leq T/2 \\ 0, & |t| > T/2 \end{cases} \quad (3.10)$$

Die Fouriertransformierte von  $w(t)$  ist das Spektralfenster. Der Einfluß des Datenfensters auf das Amplitudenspektrum ( $\sqrt{F_m^2}$ ) einer Sinusfunktion ist in Fig. 3 dargestellt. Statt einer einzelnen Spektrallinie tritt ein breiter Peak mit mehreren Nebenmaxima auf. Diese Nebenmaxima werden durch die Verwendung eines HANN'schen Fensters weitgehend unterdrückt, jedoch auf Kosten einer weiteren Verbreiterung des Peaks. Die Halbwertsbreite wird zusätzlich von der Länge des Datensatzes beeinflusst, je länger die Reihe desto besser die Auflösung.

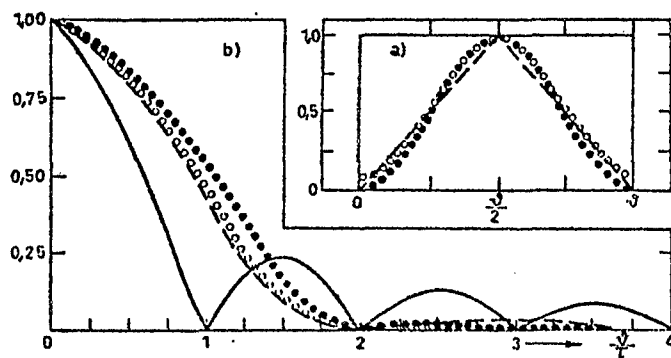


Abb. 235.1a—b. Maßwertfilter a) und zugehörige Amplitudendichten b).

— Rechteckfilter und Spektrum, — — — — Dreieckfilter und Spektrum, ..... v. HANN'sches Filter und Spektrum, ..... HAMMING'sches Filter und Spektrum. (nach KRAUSS)

Fig. 3

### 3.2 DIE BETRACHTETEN METEOROLOGISCHEN GRÖSSEN

Jede meteorologische Größe  $E$  läßt sich durch das Mittel  $|E|$  und die Abweichung vom Mittel  $(E)$  darstellen:

$$E = [E] + (E) \quad (3.11)$$

Da in dieser Arbeit nur zeitliche Variationen betrachtet werden, gibt  $[E]$  den zeitlichen Mittelwert an und  $(E)$  den Betrag der wandernden Wellen, der mit Hilfe der Spektralanalyse in die Anteile der verschiedenen Frequenzbereiche wie jährliche Schwankung, Variationen im synoptischen Scale usw. zerlegt werden kann. Nach Gleichung (3.8) erhält man aus den Energie-

spektren die Varianz der bearbeiteten Zeitreihe und Informationen über ihre Verteilung im Periodenbereich.

In diesem Sinne wurden die Varianz bzw. die kinetische Energie der u- und v-Komponenten des geostrophischen Windes, die Varianz der Temperatur und des Geopotentials in den verschiedenen Niveaus der 13 Punkte analysiert.

Das Energiespektrum der Temperatur läßt sich jedoch auch in folgender Weise interpretieren: Führt man Energiebetrachtungen im "gemischt-räumlich-zeitlichen" Bereich durch, erhält man nach SPETH (1974) folgende Beziehung für die verfügbare potentielle Energie:

$$A_{(\lambda,t)} = \frac{1}{2g} \int \gamma \left\{ ([T]_{(\lambda,t)})^2_{(F)} + \left[ ([T]_{(t)})^2_{(\lambda)} \right]_{(\lambda)} + \left[ (T)^2_{(t)} \right]_{(\lambda,t)} \right\} dp \quad (3.12)$$

A verfügbare potentielle Energie

$\gamma$  Stabilitätsfaktor

$$\gamma = \frac{R}{p} \frac{\theta}{T} \frac{1}{\frac{\partial [T]}{\partial p}(\lambda, \phi)}$$

Die in Klammern gesetzten Indices bezeichnen die Variablen, über die der Mittelwert bzw. die Abweichung berechnet wird.

Der dritte Term der rechten Seite ist den wandernden Wellen zuzuordnen. Er ist im wesentlichen durch die Varianz der Temperatur bestimmt. Es läßt sich also nicht nur die Varianz der Temperatur, sondern auch die spektrale Verteilung der verfügbaren potentiellen Energie der wandernden Wellen analysieren.

In den Tabellen 3 und 4 sind die Mittelwerte der betrachteten Zeitreihen angegeben.

Beim Geopotential wird die Abweichung von der Standard-Atmosphäre (ICAO) angegeben, in der die betrachteten Flächen folgende Höhen haben:

850 mb	1457 m
500 mb	5574 m
200 mb	11784 m

M i t t e l w e r t e

Art	p	A	B	C	D	E	F
	mb	$43^{\circ}\text{N}$ $70^{\circ}\text{W}$	$56^{\circ}\text{N}$ $172^{\circ}\text{W}$	$35^{\circ}\text{N}$ $118^{\circ}\text{E}$	$55^{\circ}\text{N}$ $20^{\circ}\text{E}$	$40^{\circ}\text{N}$ $125^{\circ}\text{W}$	$60^{\circ}\text{N}$ $123^{\circ}\text{E}$
$T ^{\circ}\text{C} $	200	-55.5	- 50.5	- 52.5	-55.7	- 56.9	- 54.8
	500	-17.8	- 26.5	- 14.3	-22.8	- 14.8	- 30.1
	850	+ 3.9	- 4.0	+ 7.8	+ 1.3	+ 10.2	- 8.7
$\Phi \left  10 \frac{\text{m}^2}{\text{sec}^2} \right $	200	+92.1	-251.4	+282.5	-96.6	+233.8	-384.2
	500	+26.6	-206.1	+115.5	-53.1	+140.3	-231.0
	850	+ 1.0	-102.7	+ 35.5	-16.9	+ 44.2	- 63.8
$u_g \left  \frac{\text{m}}{\text{sec}} \right $	200	+30.9	+ 9.8	+ 41.4	+11.0	+ 20.7	+ 7.8
	500	+20.6	+ 5.1	+ 16.4	+ 8.1	+ 11.8	+ 5.2
	850	+ 8.0	+ 0.9	+ 2.2	+ 3.9	+ 2.3	+ 2.6
$v_g \left  \frac{\text{m}}{\text{sec}} \right $	200	+ 1.0	+ 3.2	- 4.2	- 2.4	- 2.7	- 1.5
	500	- 0.2	+ 1.4	- 3.4	- 1.1	- 2.7	- 2.0
	850	- 1.3	- 0.1	- 0.7	+ 0.1	- 1.9	- 1.8

Tab. 3

Art	p	I	II	III	IV	V	VI	VII
	mb	$38^{\circ}\text{N}$ $140^{\circ}\text{W}$	$47^{\circ}\text{N}$ $175^{\circ}\text{E}$	$58^{\circ}\text{N}$ $65^{\circ}\text{E}$	$35^{\circ}\text{N}$ $65^{\circ}\text{W}$	$65^{\circ}\text{N}$ $80^{\circ}\text{W}$	$30^{\circ}\text{N}$ $150^{\circ}\text{W}$	$63^{\circ}\text{N}$ $0^{\circ}$
$T ^{\circ}\text{C} $	200	- 55.5	- 51.5	- 56.0	- 57.2	- 50.0	- 53.3	- 53.9
	500	- 14.2	- 23.2	- 25.1	- 12.5	- 31.8	- 9.7	- 24.8
	850	+ 8.0	- 0.8	- 2.2	+ 10.1	- 12.0	+ 12.4	- 1.2
$\Phi \left  10 \frac{\text{m}^2}{\text{sec}^2} \right $	200	+289.4	-112.2	-190.6	+320.7	-431.9	+452.5	-193.0
	500	+161.8	-123.7	- 99.4	+179.0	-312.2	+200.2	-133.1
	850	+ 75.3	- 69.8	- 20.2	+ 63.0	-112.0	+ 49.1	- 64.0
$u_g \left  \frac{\text{m}}{\text{sec}} \right $	200	+ 22.4	+ 24.9	+ 14.8	+ 27.7	+ 8.1	+ 38.0	+ 11.1
	500	+ 15.8	+ 15.2	+ 10.4	+ 17.8	+ 5.5	+ 21.3	+ 8.0
	850	+ 6.0	+ 6.4	+ 5.0	+ 7.4	+ 1.8	+ 6.1	+ 3.6
$v_g \left  \frac{\text{m}}{\text{sec}} \right $	200	+ 0.7	+ 3.2	- 3.1	+ 1.3	- 2.1	+ 1.1	+ 1.3
	500	+ 2.3	+ 2.0	- 2.0	+ 1.3	- 1.9	+ 2.2	+ 2.7
	850	+ 1.1	+ 0.7	- 0.7	+ 1.1	- 1.4	+ 1.2	+ 2.3

Tab. 4

### 3.3 DIE FAST FOURIER TRANSFORMATION (FFT)

Zur Berechnung der Energiespektren wurde ein Programm benutzt, in dem die Fast Fourier Transformation angewandt wird.

#### 3.3.1 VORTEILE UND PRINZIP DER FFT

Der wesentliche Vorteil der FFT gegenüber der direkten Berechnung der Transformaten ist die Herabsetzung der Anzahl der notwendigen arithmetrischen Operationen von  $N$  auf  $2N \log_2 N$ , wodurch die Rechenzeit erheblich verkürzt wird. Es gibt zwei Formen der FFT. Im benutzten Programm wurde die Zeitreihe in zwei Teilreihen getrennt. Die erste umfaßt die ersten  $N/2$  Daten, die zweite die weiteren  $N/2$ . Berechnet man die Transformaten dieser beiden Teilreihen, so lassen sich durch zwei relativ einfache Verknüpfungen der erhaltenen Sätze von Spektralwerten die Amplituden der gerad- und ungeradzahligen Frequenzen der kompletten Datenfolge bestimmen.

Wendet man dieses Prinzip wiederum auf die Teilreihen und fortlaufend auch auf die Teilreihen der Teilreihen an, kann man die Spektralwerte iterativ bestimmen. Ausgangspunkt ist das einzelne Glied der Reihe. Es ist deshalb sinnvoll, als Länge der Zeitreihe eine 2-er-Potenz zu wählen.

Berechnet wurden im vorliegenden Fall nur die Energiedichten der geradzahligen Frequenzen, so daß man pro Zeitreihe  $N/2$  Spektralwerte erhält.

#### 3.3.2 ANWENDUNG DES SPEKTRALPROGRAMMS

Mit Hilfe des vorhandenen Spektralprogramms wurden die Energie- und Cospektren der korrigierten Zeitreihen unter Berücksichtigung folgender Punkte berechnet:



- Ein vorhandener linearer Trend wurde aus den Zeitreihen eliminiert, um die statistische Voraussetzung der Stationarität besser zu sichern.
- Jede Teilreihe wird in Teilstücke zerlegt, die sich zu etwa 50 % überlappen und die Länge einer 2-er-Potenz haben. Bei einer Überlappung von 50 % ist die statistische Unabhängigkeit der Teilstücke noch weitgehend gesichert. Für jede Teilreihe wird das Spektrum mit Hilfe der FFT berechnet. Es wird dann über die Anzahl der Spektren gemittelt.
- Auf jede Teilreihe wird ein HANN'sches Datenfenster angewandt.
- Abschließend wird über 3 oder 5 benachbarte Frequenzwerte eine gewichtete Mittelung in Form eines Dreiecks durchgeführt (s. Abschnitt 3.3.3).

Die NYQUIST-Frequenz ist gegeben durch

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t} ; \quad t = 12h \Rightarrow f_N = 1 \left[ \frac{1}{\text{Tag}} \right]$$

### 3.3.3 DIE SIGNIFIKANZ DER SPEKTREN

Voraussetzungen für die statistische Betrachtung der Spektren sind die Stationarität der Zeitreihen und das stochastische Verhalten der einzelnen Werte  $f(r\Delta t)$ . Nur dann existiert eine Wahrscheinlichkeitsverteilung für die  $f(r\Delta t)$ , die unabhängig vom betrachteten Zeitpunkt ist, mit zeitlich konstantem Mittelwert und konstanter Varianz.

Eine meteorologische Zeitreihe ist jedoch weder streng stationär, noch sind die Einzelwerte unabhängig voneinander. Es gelten vielmehr die Regeln eines MARKOV'schen Prozesses:

$$x_{n+1} = y_{n+1} + q x_n, \quad 0 < q < 1 \quad (3.13)$$

mit  $x_{n+1}$ ,  $x_n$ : benachbarte Glieder  
der Zeitreihe

$y_{n+1}$ : Zufallswert

Um dennoch eine näherungsweise Aussage über die Signifikanz der Spektren machen zu können, werden die Gesetze der Chi-Quadrat-Verteilung auf die berechneten Energiewerte angewandt. Ihre Häufigkeitsverteilung ist abhängig von der Anzahl der Freiheitsgrade (K). K ist definiert als

$$K = \frac{2(E|f(t)|)}{\text{Var}|f(t)|} \quad (3.14)$$

$E|f(t)|$  : Erwartungswert der Zufallsgröße  $f(t)$

$\text{Var}|f(t)|$  : Varianz der Zufallsgröße  $f(t)$

Für die Abschätzung der Ergebnisse der FFT gibt NUTTAL (1971) zur Bestimmung der Freiheitsgrade die folgende Formel an:

$$K = \frac{2P}{\sum_{k=-(p-1)}^{p-1} \left( 1 - \frac{|k|}{p} \right) \left| \frac{\Phi_u \left( k \frac{T-L-1}{p-1} \right)}{\Phi_u(0)} \right|^2} \quad (3.15)$$

P: Anzahl der Teilstücke

T: Zeitreihenlänge

L: Teilreihenlänge

$\Phi_u$ : Autokorrelation des Datenfensters

K ist also abhängig von der Gesamtlänge der Zeitreihe, von Anzahl und Länge der Teilstücke, damit auch vom Grad der Überlappung, und von der Form des angewandten Datenfensters. K ist unabhängig von der Frequenz.

Zur praktischen Berechnung der Freiheitsgrade wurde im Rahmen des Spektralprogramms eine Formel von KIELMANN und WILLEBRAND (Institut für Meereskunde, Kiel) benutzt, in der auch die nachträgliche Mittelung über mehrere Frequenzwerte berücksichtigt wird (persönliche Rücksprache).

Kennt man die Anzahl der Freiheitsgrade, lassen sich aus der entsprechenden Chi-Quadrat-Verteilung die Vertrauensgrenzen bestimmen, innerhalb derer die analysierten Energiedichten mit 95 %-Wahrscheinlichkeit liegen. In Tabelle 5 sind die Koeffizienten  $\alpha_u$  und  $\alpha_o$  für bestimmte K angegeben, mit denen man den berechneten Energiewert multiplizieren muß, um die Grenzen des Vertrauensintervalls zu erhalten.

Um eine sinnvolle Wahl der Anzahl der Teilreihen treffen zu können, wurden die Spektren des Punktes A, Boston ( $43^{\circ}\text{N}$ ,  $70^{\circ}\text{W}$ ), 850 mb, für verschiedene Fälle berechnet. Die Parameter der Rechengänge sind in Tabelle 5 zusammengestellt. Fig. 4 zeigt die Ergebnisse: Links das Spektrum des Geopotentials, rechts der  $v_g$ -Komponente des Windes.

In dem erfaßten Frequenzbereich ändert sich die Frequenz um mehrere Größenordnungen, weshalb als Abszisse der natürliche Logarithmus der Frequenz gewählt wird. In der Ordinate ist die mit der Frequenz multiplizierte Energiedichte aufgetragen, dadurch gibt die Fläche unter der Kurve über dem Intervall  $\Delta \ln v$  den Beitrag dieses Frequenzintervalls zur totalen Varianz an:

$$\int_{v_1}^{v_2} E(v) dv = \int_{v_1}^{v_2} E(v) d \ln v \quad (3.16)$$

Um die Zuordnung zu erleichtern, wurden die Frequenzwerte in Periodeneinheiten umgerechnet.

Das untere Bild zeigt das mit 6 Teilreihen berechnete Spektrum. Die Vertrauensintervalle sind so ausgedehnt, daß sich über die Struktur des "kurzperiodischen Bereiches" (1-100 Tage) keine Aussagen machen läßt. Lediglich dem Jahrespeak ist eine gewisse Signifikanz zuzusprechen, der berechnete

A Boston ( $43^{\circ}\text{N}, 70^{\circ}\text{W}$ )

850 mb

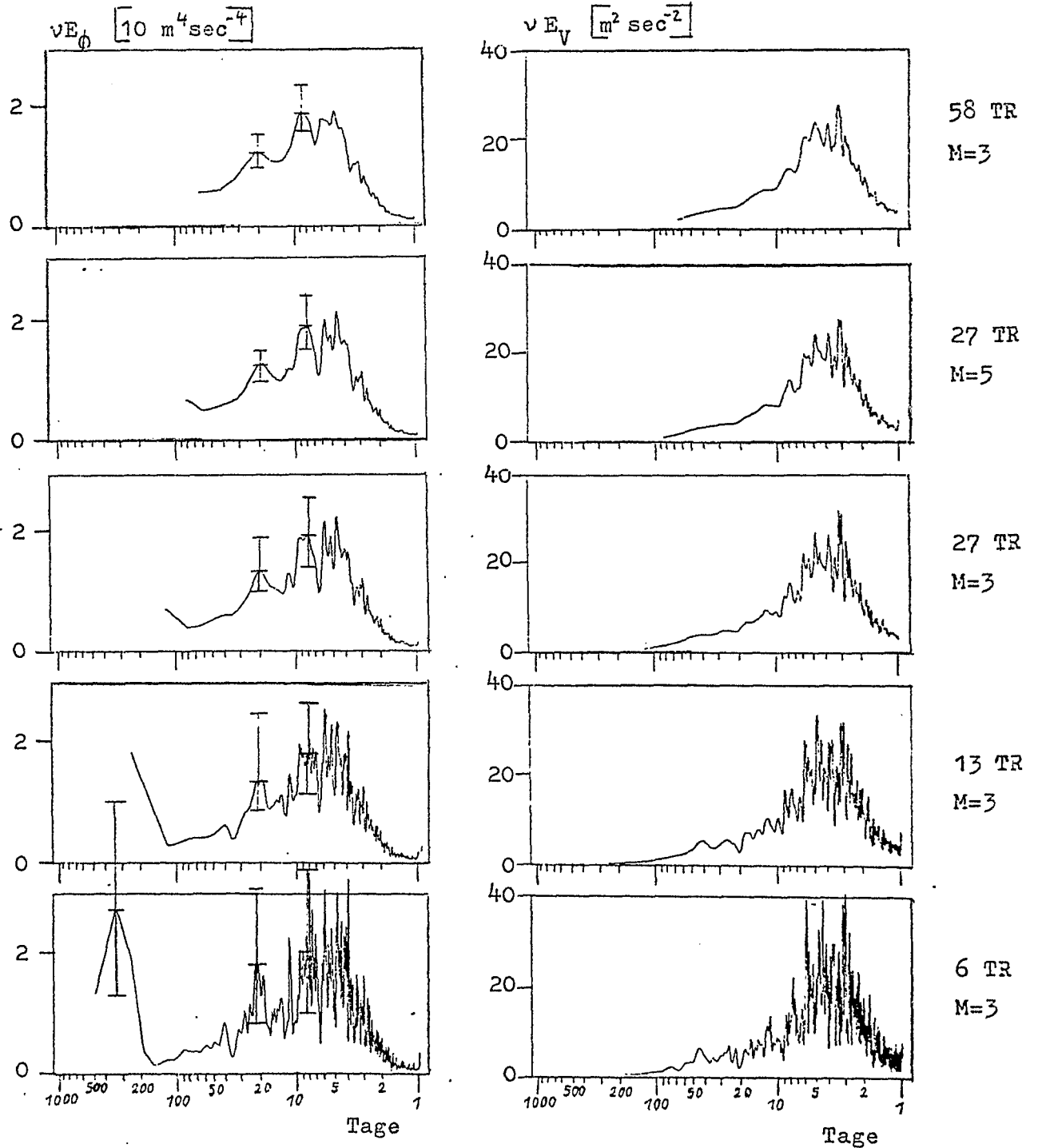


Fig. 4 Energiespektrum des Geopotentials und der  $v_g$ -Komponente des Windes in Abhängigkeit von TR (s. Text)

P	M	L	Über- lappung	effektive Wertezahl	$\Delta v$   1/Tag	K	$\alpha_u$	$\alpha_o$
6	3	2048	997	7303	1/1024	21	0.490	1.690
13	3	1024	501	7300	1/512	45	0.630	1.454
27	3	512	251	7298	1/256	75	0.730	1.402
27	5	512	251	7298	1/256	143	0.782	1.245
58	3	256	133	7267	1/128	175	0.820	1.240

Tab. 5

S t a t i s t i k

P : Zahl der Teilstücke  
M : Mittelung über M Spektralwerte  
L : Länge der Teilreihen  
 $\Delta\nu$  : Auflösungsvermögen, Frequenzabstand der Spektralwerte  
K : Anzahl der Freiheitsgrade  
 $\alpha_1, \alpha_0$  : Koeffizienten des Vertrauensintervalls

Amplitudenwert ist jedoch nur als grobe Abschätzung zu werten. Die Auflösung in diesem Bereich ist ausgesprochen schlecht, die ersten 5 Spektralwerte liegen bei Perioden von 512, 341, 256, 204 und 171 Tagen.

Steigt die Anzahl der Teilreihen, nimmt die Signifikanz zu. Für  $TR=27$  ist der Peak bei 9 Tagen statistisch gesichert. Beim Übergang von 27 Teilreihen mit  $M=5$  zu 58 Teilreihen ändert sich das Spektrum kaum noch, es ist in diesem Bereich also relativ stabil gegenüber einer Änderung der Anzahl der Freiheitsgrade.

Da die Struktur des Jahrespeaks schon bei 13 Teilstücken nicht mehr erfaßt wird, wurden die Spektren für den lang- und kurzperiodischen Bereich getrennt berechnet. Für den Bereich 70-1024 Tage werden die Ergebnisse von 6 TR mit einer abschließenden Mittelung über drei Frequenzwerte herangezogen. Man erhält damit Energiedichten bei folgenden Frequenzen:

$$\frac{3}{a}, \frac{4}{a}, \frac{5}{a}, \frac{6}{a}, \dots, \frac{1023}{a} \left[ \frac{1}{\text{Tag}} \right]; \quad \text{mit } a=1024$$

entsprechend den Perioden

$$512, 341, 256, 204, \dots \sim 1 \left[ \text{Tag} \right]$$

Im Intervall von einem bis zu 50 Tagen erfolgte eine Zerlegung der Zeitreihe in 27 Datensätze, gemittelt wurde über fünf benachbarte Frequenzen. Geliefert werden die Spektralwerte für

$$f = \frac{3}{a}, \frac{4}{a}, \frac{5}{a}, \frac{6}{a}, \dots, \frac{254}{a} \left[ \frac{1}{\text{Tag}} \right]; \quad \text{mit } a=256$$

entsprechend den Perioden

$$85, 64, 51, 43, \dots \sim 1 \left[ \text{Tag} \right]$$

Die Verbindung der Kurven zwischen 50 und 70 Tagen erfolgte per Hand. Der Grenzbereich ist so gewählt, daß keine Peaks unterdrückt werden.

## ERGEBNISSE

### 4. DARSTELLUNG UND INTERPRETATION DER SPEKTREN AM BEISPIEL DES PUNKTES A, BOSTON (43°N, 70°W)

Punkt A liegt nach Fig. 1 im Gebiet des maximalen Transportes von sensibler Energie durch wandernde Wellen über der Ostküste Nordamerikas. Die troposphärischen Eigenheiten dieses Gebietes sind durch markante Tröge im Temperatur- und Geopotentialfeld geprägt.

Bevor auf die Ergebnisse der Spektralanalyse eingegangen wird, sollen an dieser Stelle ein paar Bemerkungen zur Wahl der Energieskala eingefügt werden. Um einen gegenseitigen Vergleich zu erleichtern, sollten für die Varianz eines jeden Parameters in allen Niveaus und an allen Gitterpunkten die gleichen Skalen verwendet werden. Da die Energiedichten jedoch mit der Höhe, aber auch von Punkt zu Punkt, stark variieren, würde dann die Form der Spektren in Flächen mit geringeren Werten unterdrückt werden. In der Darstellung der Energiespektren soll deshalb die Struktur im Vordergrund stehen, während der Vergleich zwischen den einzelnen Niveaus und zwischen den verschiedenen Punkten in der Interpretation der integralen Spektren besonders berücksichtigt wird.

Die Wahl der Skalenhöhe ist der Tabelle 6 zu entnehmen. Abweichungen von diesen Werten werden im Text besonders erwähnt.

$p \text{ [mb]}$	$E_T \text{ [}^\circ\text{K}^2\text{]}$	$E_\Phi \text{ [}10^5 \text{ m}^4 \text{ sec}^{-4}\text{]}$	$E_u \text{ [m}^2 \text{ sec}^{-2}\text{]}$	$E_v \text{ [m}^2 \text{ sec}^{-2}\text{]}$
200	20	70	50	50
500	40	20	50	50
850	40	4	20	20

Tab. 6

#### 4.1 DAS ENERGIESPEKTRUM DER TEMPERATUR

Die  $T^2$ -Spektren sind in Fig. 5 abgebildet, jeweils von unten nach oben für die Niveaus 850, 500 und 200 mb. (Man beachte die unterschiedlichen Skalen!) Links ist die mit der Frequenz multiplizierte Energiedichte in  $^{\circ}\text{K}^2$  und rechts die Höhe der verfügbaren potentiellen Energie in  $10^{-3} \text{ J cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$  aufgetragen. Die Werte für den Stabilitätsfaktor  $\gamma$  entsprechen den Werten von NEWELL et al. (1978).

p [mb]	$\gamma [10^4 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-2} \text{ grad}^{-2}]$
850	7.0
500	11.0
200	8.7

In den Spektren der beiden unteren Niveaus ist der Jahrespeak, auch unter Berücksichtigung des sehr ausgedehnten Ver-

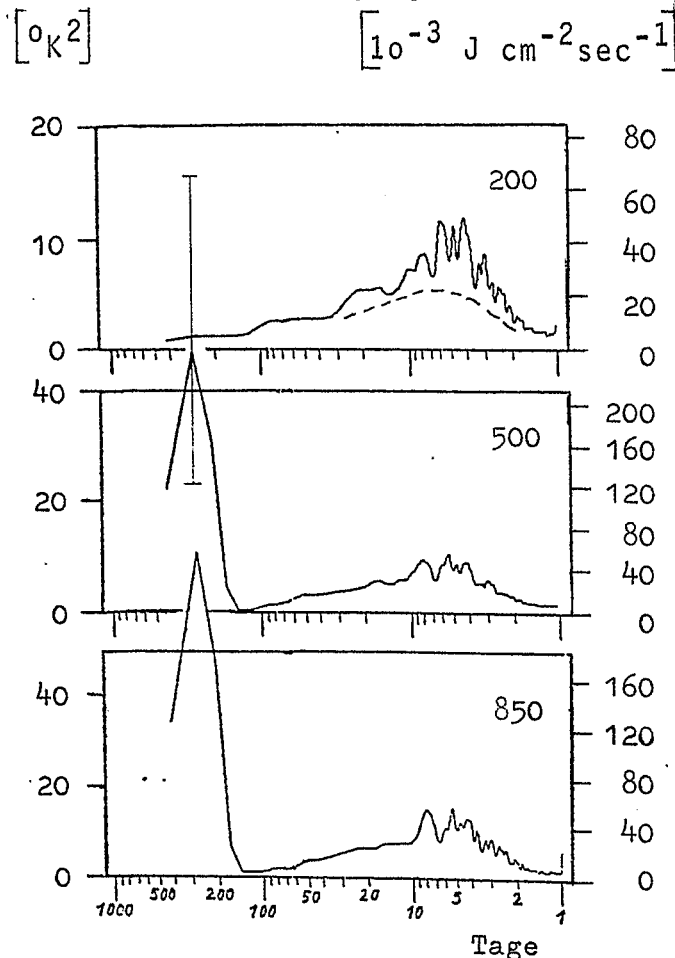


Fig. 5 Temperaturspektren



trauensintervalls, dominierend. In 200 mb fehlt die jährliche Welle hingegen gänzlich. Durch die Schwankung der Tropopausenhöhe wechselt das 200 mb-Niveau in diesen Breiten vom Sommer zum Winter aus der Troposphäre in die Stratosphäre über, wodurch der Jahresgang völlig eliminiert wird: Die mittleren Temperaturen liegen sowohl im Sommer als auch im Winter bei ca.  $-55^{\circ}\text{C}$ .

In der Analyse der 200 mb-Fläche ist durch eine gestrichelte Linie die prinzipielle Form des Energiespektrums im kurzperiodischen Bereich angedeutet, wie sie - mehr oder weniger ausgeprägt - in allen erstellten Analysen auftritt. Diese generelle Struktur ist zum größten Teil auf die Persistenz der meteorologischen Zeitreihen, die durch einen MARKOV'schen Prozeß beschrieben werden kann, zurückzuführen. Das Energiespektrum eines solchen Prozesses wird als Red-Noise-Spektrum bezeichnet. Bei linearer Darstellung zeichnet es sich durch eine maximale Spektraldichte bei  $\nu=0$  und einer gleichmäßigen Abnahme der Energie bis zur NYQUIST-Frequenz aus. Werden jedoch wie in dieser Arbeit semilogarithmische Koordinaten verwendet, nimmt das Spektrum nach JULIAN (1966) die Form eines flachen Hügels an, wobei die Lage des Maximums abhängig von der Persistenzlänge ist. Dem Noise-Spektrum überlagern sich dann die Amplitudenwerte der periodischen Vorgänge.

In 200 mb finden sich die maximalen Energiedichten bei Perioden von 4 bis 5 Tagen. Diese spektrale Häufung kann mit dem Durchzug von ROSSBY-Wellen erklärt werden, deren Trogvorderseiten häufig mit einer Serie von zyklonalen Störungen von kürzerer Wellenlänge gekoppelt sind.

Entsprechende Amplitudenstrukturen zeichnen sich ebenfalls in den tieferen Schichten ab, sie sind jedoch nur hinsichtlich des Auftretens in allen drei Niveaus als signifikant zu betrachten. Obwohl der Gitterpunkt innerhalb eines Gebietes mit hoher Zyklonentätigkeit gelegen ist, ist ein Maximum im entsprechenden Periodenbereich besonders in 850 mb nur wenig ausgeprägt, im Gegensatz zum  $v_g$ -Spektrum. Dies

ist möglicherweise auf die Länge der untersuchten Zeitreihe zurückzuführen. Wird der Datensatz eines ganzen Jahres untersucht, tritt sicherlich eine jahreszeitliche Modifikation der Amplitude der zyklonalen Temperaturwellen auf.

Im Periodenbereich von 8 bis 9 Tagen taucht ein weiterer Peak auf, dessen Auftreten relativ unerwartet ist. Zur Beurteilung seiner Signifikanz müßte deshalb ein a posteriori Kriterium, wie es von MADDEN und JULIAN (1971) diskutiert wird, herangezogen werden. Will man das Vertrauensintervall für ein bekanntes physikalisches Phänomen mit einer bestimmten Frequenz abschätzen, werden gewöhnlich die Grenzen der Chi-Quadratverteilung für eine 95 %-Konfidenz herangezogen. Man tut dies in der a priori Erwartung eines Peaks bei bestimmter Frequenz. Hat man jedoch keinerlei Informationen über die Realität eines Maximums, muß ein schärferes Kriterium angewandt werden, um auszuschließen, daß es sich um ein zufälliges Ereignis handelt. Man benutzt hierzu häufig die Grenzen der 99 %igen Vertrauensintervalle einer Chi-Quadratverteilung. Nach diesem Kriterium ist der Peak bei 9 Tagen sicher nicht signifikant. Andererseits tritt dieses Maximum auch in den Energiespektren der drei anderen untersuchten Parameter und ebenfalls in den Cospektren von Temperatur und  $v_g$ -Komponente (s. PERKUHN, Diplomarbeit in Vorbereitung, 1979, Institut für Meereskunde, Kiel) auf.

Da die mittlere Lage des Polarjets im Winter über das Gebiet des betrachteten Gitterpunktes verläuft (s. DEFANT und MÖRTH, 1978), wären länger anhaltende Kaltluftausbrüche, die zu einer Vertiefung des Trogos führen, eine mögliche Erklärung für diese Struktur. Das Auftreten eines Peaks in der Darstellung der Kohärenz zwischen T und  $v_g$  bei dieser Frequenz (s. PERKUHN), die eine starke Korrelation zwischen diesen beiden Größen indiziert, unterstützt diese Interpretation.

Im Periodenintervall von 10 bis 60 Tagen nimmt die mit der Frequenz multiplizierte Energiedichte relativ gleichmäßig

ab. In 850 und 500 mb zeichnet sich zwischen diesem Bereich und dem Jahrespeak eine deutliche spektrale Lücke ab.

Der Vergleich der drei Spektren ergibt, daß die Varianzanteile des kurzperiodischen Bereiches einerseits und der jährlichen Schwankung andererseits im 850 mb-Niveau ihre größten Werte erreichen. Vom 500 aufwärts zum 200 mb-Niveau bleiben die Energiedichten des ersteren Intervalls fast konstant. Wird der Vergleich in Bezug auf die Skala der verfügbaren potentiellen Energie durchgeführt, so erhält man für den kurzperiodischen Bereich in 500 mb geringfügig höhere Werte als in den beiden anderen Druckflächen. Das gleiche gilt in den beiden unteren Niveaus für die Amplitude des Jahrespeaks.

#### 4.2 DAS SPEKTRUM DER POTENTIELLEN ENERGIE

Die Struktur des Spektrums der geopotentiellen Höhe der Druckflächen unterscheidet sich im Periodenbereich von 1 bis 10 Tagen kaum von jenem der Temperatur. Es zeichnen sich auch hier Maxima bei 9 bzw. 4-6 Tagen ab. Ein schwacher Peak bei 20 Tagen tritt nur im 850 mb-Niveau auf. Ihm kann jedoch keine statistische Bedeutung zugemessen werden. Auch in diesen Abbildungen existiert eine deutliche spektrale Lücke im Intervall von 100 bis 150 Tagen. In allen Druckflächen schließt sich an diesen Bereich ein ausgeprägter Jahrespeak an.

Die Varianz der potentiellen Energie nimmt in allen Frequenzbereichen entsprechend der Zunahme des Potentials erheblich mit der Höhe zu.

$$[10^4 \text{ m}^4 \text{ sec}^{-2}]$$

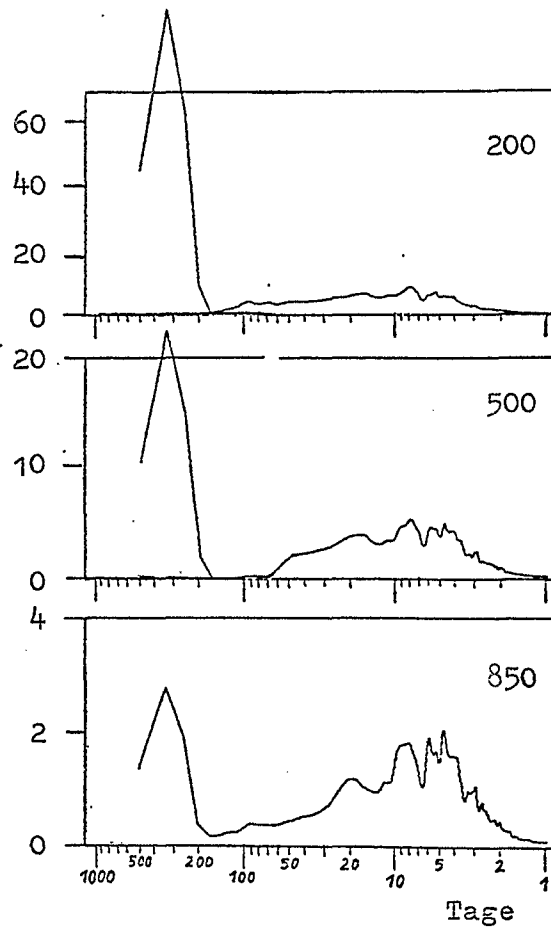


Fig. 6 Spektrum der potentiellen Energie

#### 4.3 DIE ENERGIESPEKTREN DES GEOSTROPHISCHEN WINDES

Das Spektrum der u-Komponente des geostrophischen Windes gibt Fig. 7 wieder, die Skalenhöhen in 500 und 200 mb sind größer als wie in Tabelle 6 angegeben. In Tropopausenhöhe und in der mittleren Troposphäre treten deutliche Jahrespeaks auf. Wie in den nächsten Abschnitten gezeigt werden wird, treten solch ausgeprägte Maxima nur an jenen Gitterpunkten auf, die in niedrigen Breiten gelegen sind.

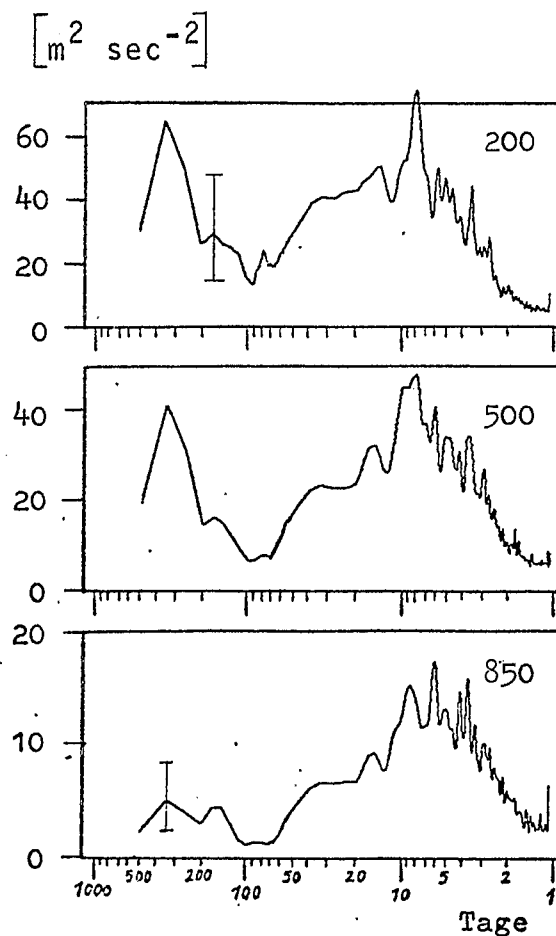


Fig. 7 Energiespektrum des zonalen Windes

Die im Winter ohnehin im allgemeinen intensivere Zirkulation wird in Punkt A noch durch die Lage des Polarjets verstärkt, der in dieser Jahreszeit in  $80^{\circ}\text{W}$  nach einer Studie von DEFANT und MÖRTH (1978) eine mittlere Breite von  $45^{\circ}\text{N}$  hat. Nach CRUTCHER (1959) werden Windstärken von 70 kn erreicht. Zum Sommer verlagern sich besonders der Polar- aber auch der Subtropenjet nach Norden, so daß das betrachtete Gebiet im Juli mehr unter dem Einfluß des Subtropenjets steht, der wiederum ein räumliches und zeitliches Maximum verursacht, dessen Amplitude jedoch nur etwa 40 kn beträgt. Damit ist der Jahrespeak, aber auch das Auftreten eines Halbjahrespeaks erklärt. Im Winter wird also die mittlere und höhere Troposphäre in A durch den Polarjet und im Sommer mehr durch den Subtropenjet beeinflusst, so daß sich eine halbjährliche Welle

ausbilden kann, die in den Energiespektren aller Niveaus erkennbar ist.

Bei Perioden von 8 bis 9 Tagen zeichnet sich ein weiteres, bereits vorstehend erwähntes Maximum ab. Mit abnehmender Frequenz schließen sich einzelne Peaks im ROSSBY- und Zyklonenbereich an.

Auch im Periodenintervall von 15 bis 35 Tagen treten relativ hohe Energiedichten auf, wodurch das Gap schwächer als bei den anderen Parametern ausgebildet ist.

In der Analyse der meridionalen Komponente des geostrophischen Windes (Fig. 8) sind die Amplituden im Bereich zwischen 3 und 6 Tagen maximal. Diese Maxima verlagern sich mit abnehmender Höhe etwas zu niedrigeren Tageswerten hin. Auch in

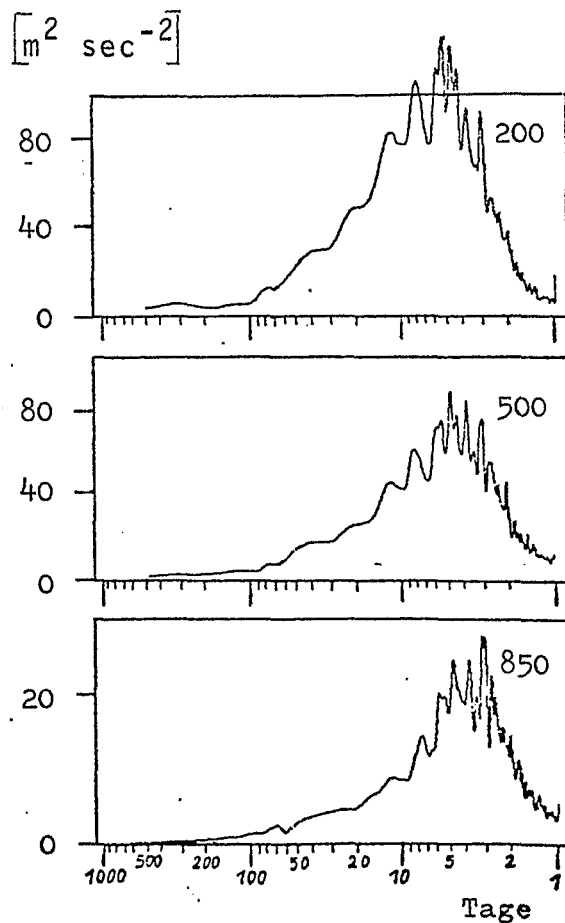


Fig. 8 Energiespektrum des meridionalen Windes

diesem Spektrum tritt eine relativ hohe Energiedichte bei ca. 9 Tagen auf.

Wiederum mußte die Skaleneinteilung der Ordinate geändert werden. Ein Vergleich mit den Ergebnissen an den anderen Gitterpunkten zeigt, daß in Punkt A die höchsten Spektralwerte erreicht werden. Dies steht im Einklang mit der Struktur des Transportes von sensibler Energie durch wandernde Wellen, wie sie in Fig. 1 gezeigt wurde. Diese extremen Werte sind sicherlich auf die große Anzahl von Störungen zurückzuführen, die sich auf der Vorderseite des nordamerikanischen Trogos bilden und dann in schneller Folge nach Nordosten ziehen.

Durch die sehr hohen Werte im hochfrequenten Bereich ist der Abfall des Spektrums zu größeren Perioden wesentlich steiler als für die  $u_g$ -Komponente. Ein Amplitudenplateau zwischen 15 und 35 Tagen wie für  $u_g$  bildet sich nicht heraus, es ist deshalb schwer, eine Erklärung für dieses Plateau zu finden, zumal sich auch in den Spektren der Transporte keine markanten Strukturen abzeichnen.

Im Gegensatz zur Analyse von  $u_g$  taucht im  $v_g^2$ -Spektrum weder ein Jahres- noch ein Halbjahrespeak auf.

#### 4.4 DIE STRUKTUR DER INTEGRIERTEN SPEKTREN

Zur Darstellung der integrierten Spektren wurden die Ergebnisse der Fast-Fourier-Transformation unter Verwendung von sechs Teilreihen (s. 3.3.3) herangezogen, um den betrachteten Frequenzbereich ganz zu erfassen. Die integrierten Spektren für Punkt A sind in Fig. 9 abgebildet. Die Ordinaten geben jeweils den Varianzanteil an, der den Perioden, die kürzer als der entsprechende Abszissenwert sind, zuzuordnen ist.

Die Strukturen der Spektren für Temperatur und geopotentielle Höhe (potentielle Energie) sind in allen Höhen

A Boston (43°N, 70°W)

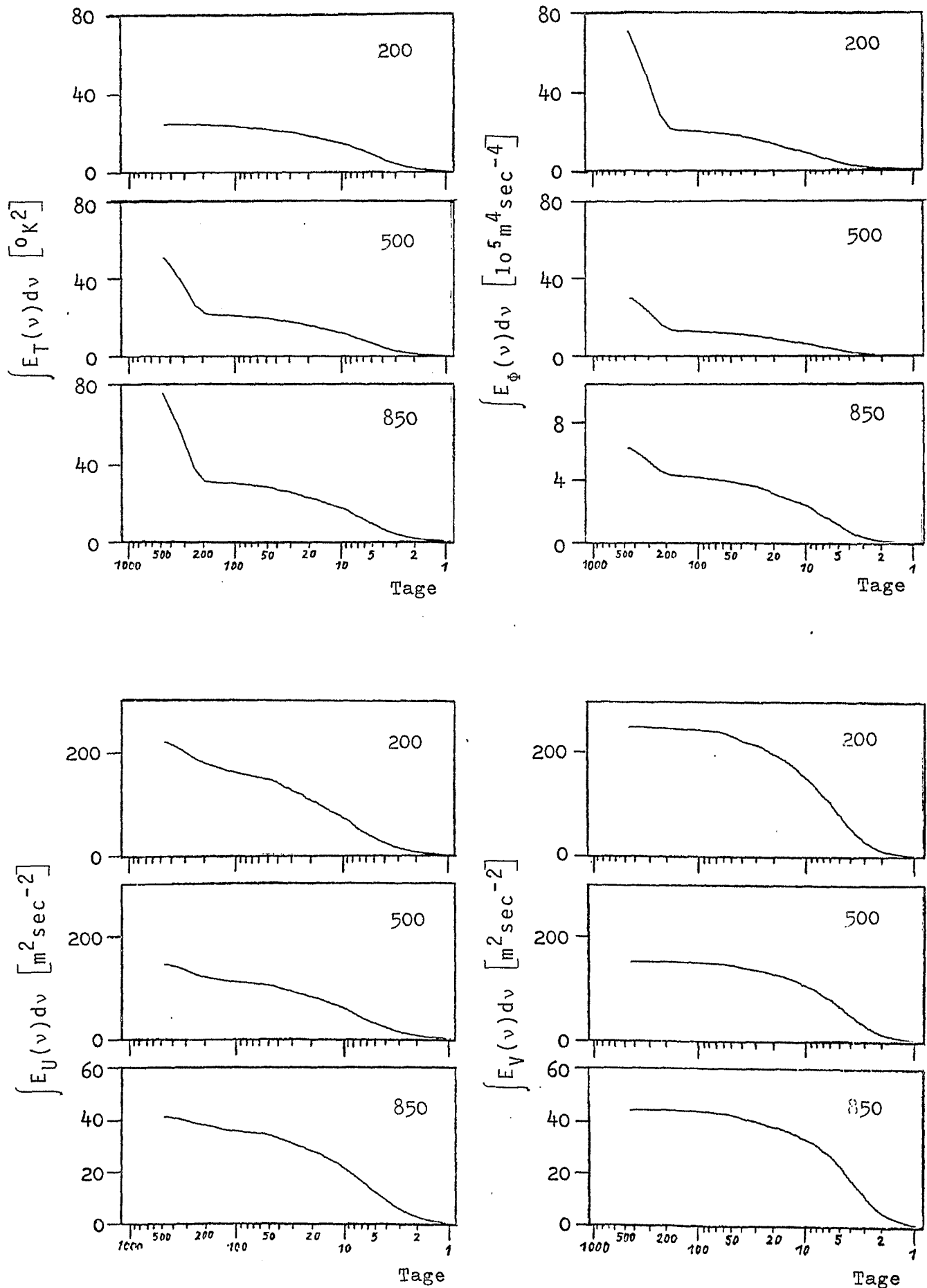


Fig. 9 Die integrierten Spektren der Temperatur, der potentiellen Energie, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.

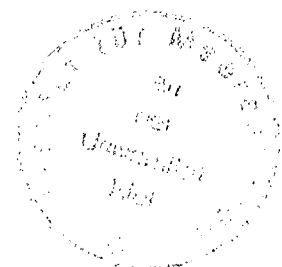


ähnlich. Der Wert der Varianz steigt von 3 bis 30-40 Tagen relativ gleichmäßig an, bleibt im Bereich der spektralen Lücke fast konstant und nimmt für lange Perioden durch den Einfluß des Jahrespeaks stark zu. Eine Ausnahme bildet das 200 mb-Niveau für das integrierte Temperaturspektrum, da - wie schon erwähnt - keine Jahreswelle auftritt.

Der größte Teil der Varianz der Temperatur in 850 und 500 mb und mehr als die Hälfte der Varianz der potentiellen Energie in 500 und 200 mb ist langperiodischen Störungen, vor allem der jährlichen Welle, zuzuschreiben. Die Amplitude des integrierten Temperaturspektrums nimmt von 850 zu 500 mb im gesamten Frequenzbereich ab. In Tropopausennähe steigen die Werte für Perioden kleiner als 100 Tage geringfügig wieder an. Die Varianz der potentiellen Energie nimmt generell mit zunehmender Höhe ab.

Die Verteilung der kinetischen Energie des zonalen Windes zeigt in mittlerer und oberer Troposphäre einen fast linearen Verlauf. Nur im Bereich von 100 Tagen geht die Steigung durch die Energielücke etwas zurück. Beim Vergleich mit dem 850 mb-Niveau ist die unterschiedliche Skaleneinteilung zu beachten.

Die Zunahme der Energie der  $v_g$ -Komponente ist im Intervall von 2 bis 10 Tagen besonders ausgeprägt. Für Perioden, die größer als 50 Tage sind, bleibt der Wert fast konstant. Die integrierten Werte des meridionalen Windes sind generell höher als die der zonalen Komponente. Die größten Unterschiede treten im Bereich von 5-30 Tagen besonders der oberen Druckflächen auf. Der Grund sind die extrem hohen Energiedichten des  $v_g$ -Spektrums für ROSSBY- und Zyklonenstörungen.



## 5. ERGEBNISSE DER INTEGRALEN DARSTELLUNG

Die integrierten Spektren der Parameter  $T, \phi, u_g, v_g$  an den Punkten B, C, D, E, F und I bis VII sind in Fig. 14 bis 25 abgebildet. Da sich ihre Strukturen von Ort zu Ort nur wenig unterscheiden, soll die ausführliche Darstellung für Punkt A genügen und auf eine eingehende Beschreibung der übrigen Spektren verzichtet werden. Stattdessen wird im weiteren die Verteilung der Varianz bzw. Energie im lang- und kurzperiodischen Bereich, ihre Abhängigkeit von Höhe und Ort näher untersucht. Der Begriff 'langperiodisch' wird hier für das Intervall von 30 bis 512 Tagen verwandt, 'kurzperiodisch' für jenes von 1 bis 30 Tagen. Die entsprechenden Varianz- bzw. Energieanteile wurden der integralen Analyse entnommen.

### 5.1 TEMPERATURVARIANZ, VERFÜGBARE POTENTIELLE ENERGIE UND DIE VARIANZ DER POTENTIELLEN ENERGIE IM LANG- UND KURZWELLIGEN BEREICH

Fig. 10 enthält die Ergebnisse der Temperaturuntersuchung. Die durchgezogenen Linien geben die Varianz des gesamten betrachteten Frequenzbereiches, die gestrichelte Linie nur jene des Intervalls von 1 bis 30 Tagen wieder. Die Differenz zwischen diesen Werten ist dann zum Großteil auf den Einfluß des Jahrespeaks zurückzuführen, da um Perioden von 100 Tagen in den meisten Fällen eine spektrale Lücke (Gap) auftritt.

Bei der Mehrzahl der Punkte nimmt die Gesamtvarianz der Temperatur mit der Höhe ab. Ausnahmen bilden jedoch die Punkte II ( $47^{\circ}\text{N}$ ,  $175^{\circ}\text{E}$ ), VII ( $63^{\circ}\text{N}$ ,  $0^{\circ}$ ) und B ( $56^{\circ}\text{N}$ ,  $172^{\circ}\text{W}$ ), die alle in relativ hohen Breiten liegen. In den beiden ersten Fällen wird der höchste Wert für die drei betrachteten Niveaus in der 500 mb-Fläche erreicht, im letzteren in 200 mb. Für D ( $55^{\circ}\text{N}$ ,  $20^{\circ}\text{E}$ ) ergeben sich in 850 und 500 mb annähernd gleiche Werte. Auffallend ist im Vergleich zu den Darstellungen für die anderen Punkte in hoher

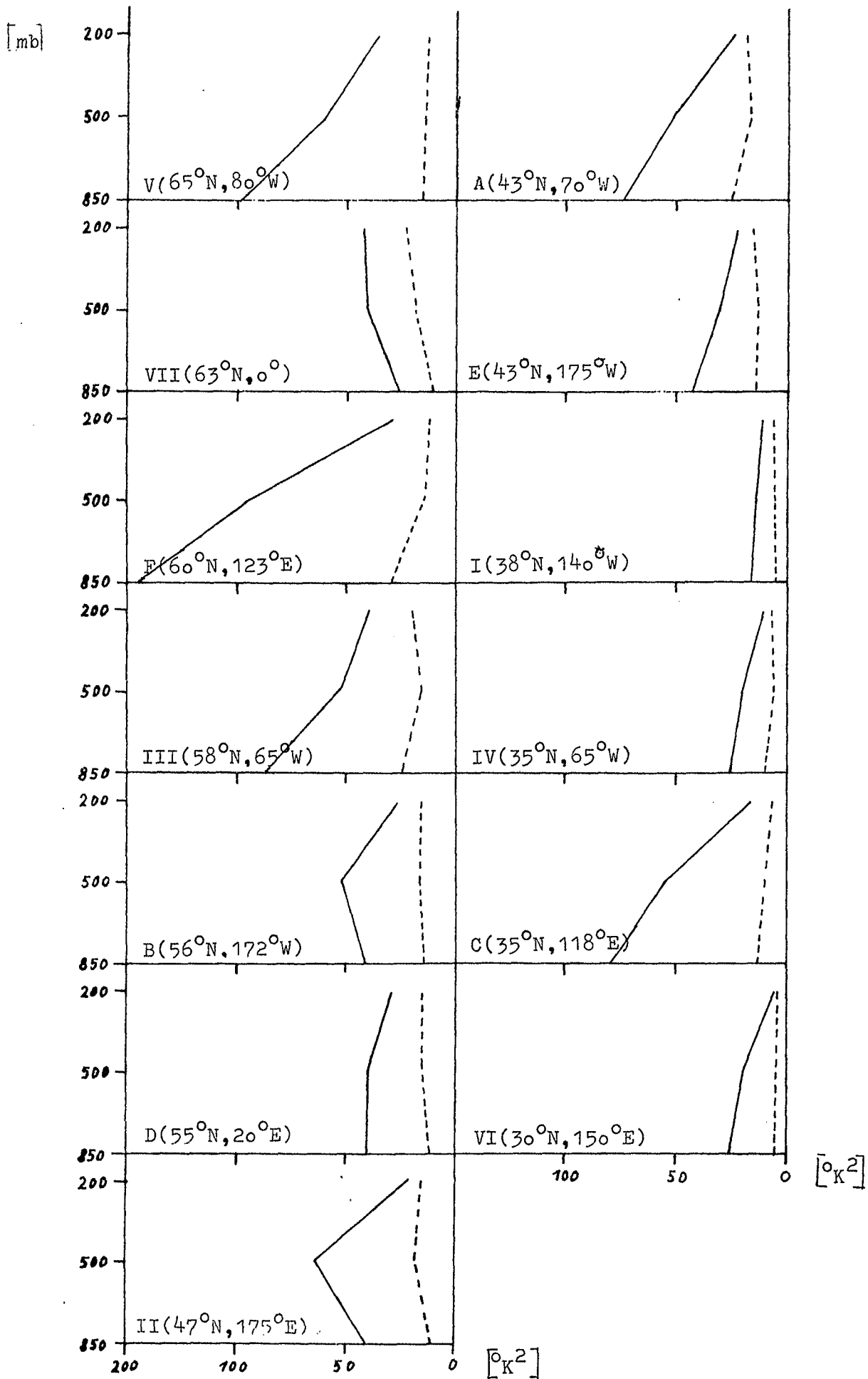


Fig. 10 Varianz der Temperatur

— im gesamten Periodenbereich  
 ---- im Bereich von 1 bis 30 Tagen

Breite: III ( $58^{\circ}\text{N}$ ,  $65^{\circ}\text{E}$ ), V ( $65^{\circ}\text{N}$ ,  $80^{\circ}\text{W}$ ), F ( $60^{\circ}\text{N}$ ,  $125^{\circ}\text{W}$ ), die relativ niedrige Gesamtvarianz in 850 mb, die vor allem auf eine geringe Amplitude der jährlichen Welle zurückzuführen ist. Diese Ergebnisse erklären sich aus dem starken Einfluß der Land-Meer-Verteilung der Nordhalbkugel auf das Temperaturfeld in 850 mb. Die drei Punkte mit einer wenig ausgeprägten jährlichen Schwankung liegen in Gebieten mit deutlich ozeanischem Klima mit sommerlichen Temperaturtrögen und winterlichen Wärmerücken über den Meeren. In den Punkten III, V und F wirken sich hingegen die starken jährlichen Variationen des kontinentalen Klimas aus. Die geringsten Werte in allen drei Niveaus treten in den ozeanischen Regionen der südlichen Breiten auf (I, IV, VI).

Eine allgemeine Aussage über die Höhenabhängigkeit des kurzperiodischen Varianzanteils läßt sich nicht machen, sie ist von Punkt zu Punkt verschieden. Der Betrag der Höhenänderung ist jedoch wesentlich geringer als für den langwelligen Bereich.

Der Beitrag der langwelligen Störungen zur Gesamtvarianz ist erheblich: Im 850 und 500 mb-Niveau beträgt er zwischen 55 und 85 % und in 200 mb-Niveau 21 und 62 %. Werden die Berechnungen, wie es häufig getan wurde, für Zeitspannen von monatlicher Dauer durchgeführt, so wird - zumindest in den unteren Niveaus - weniger als die Hälfte des Varianzbetrages der Temperatur erfaßt.

In Fig. 11 sind die gleichen Abhängigkeiten in den Einheiten der verfügbaren potentiellen Energie dargestellt. In Übereinstimmung mit den Ergebnissen von NEWELL et al. (1978) tritt das Maximum im Vergleich der drei betrachteten Niveaus zu- meist in der 500 mb-Fläche auf. Ausnahmen bilden die drei Gebiete mit einem ausgeprägten kontinentalen Klima: III ( $58^{\circ}\text{N}$ ,  $65^{\circ}\text{E}$ ), V ( $65^{\circ}\text{N}$ ,  $80^{\circ}\text{W}$ ), F ( $60^{\circ}\text{N}$ ,  $123^{\circ}\text{E}$ ). Hier überwiegt die starke Amplitude des Jahresganges in 850 mb gegen den Einfluß des Stabilitätsfaktors  $\gamma$ . Für den kurzperiodischen Bereich gilt ähnliches. Die prozentualen Energieanteile der beiden Frequenzintervalle stimmen natürlich

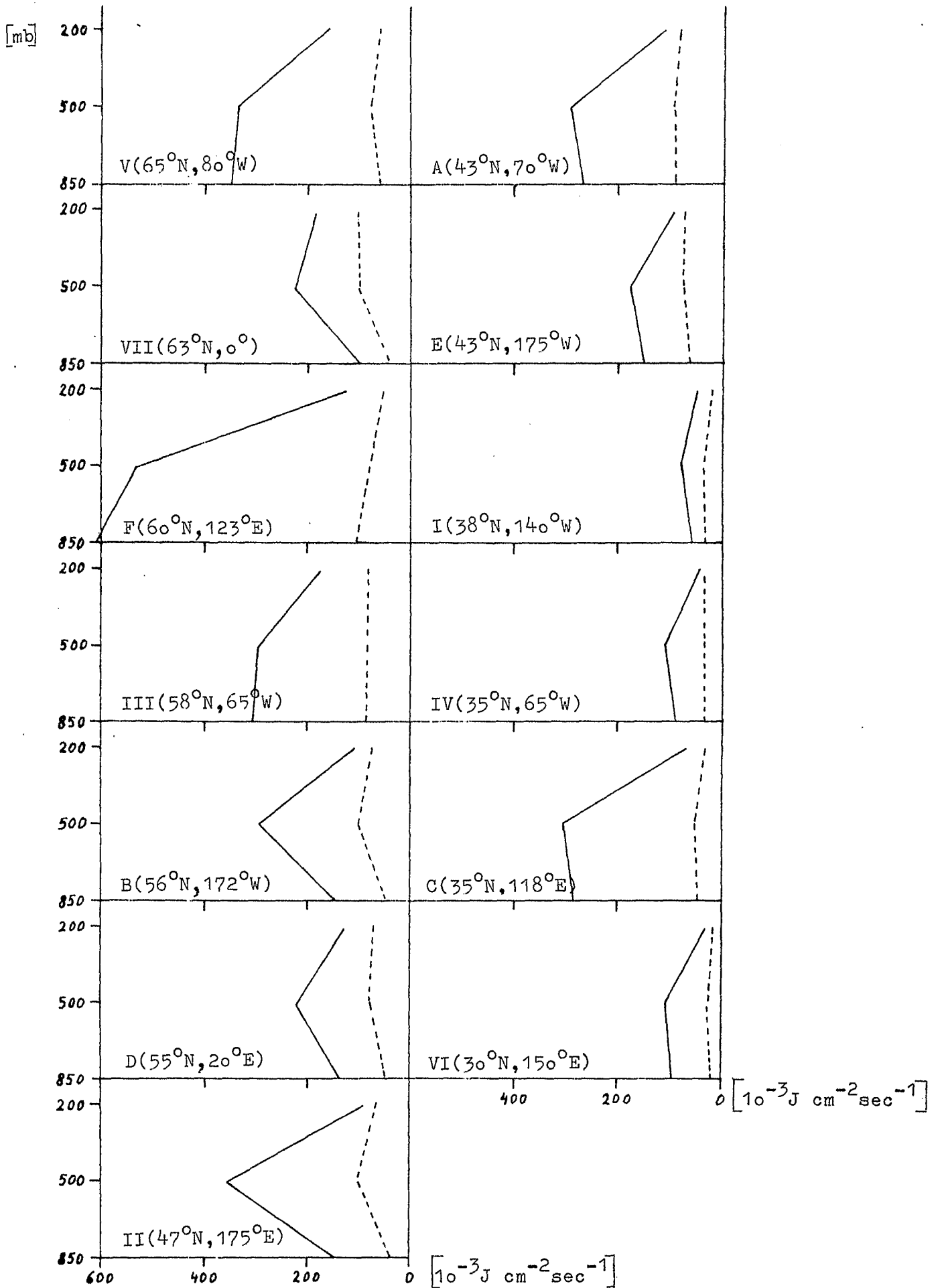


Fig. 11 Die verfügbare potentielle Energie im gesamten Periodenbereich ——— und im Intervall von 1 bis 30 Tagen ----

mit den Varianzanteilen der Temperatur überein.

Die örtliche Verteilung der Varianz der potentiellen Energie, abgebildet in Fig. 12, entspricht weitgehend der der Temperatur: bei hoher Temperaturvarianz erhält man im allgemeinen auch einen hohen geopotentiellen Wert in 200 mb. Ein maximaler Betrag tritt in Punkt F ( $60^{\circ}\text{N}$ ,  $123^{\circ}\text{E}$ ) auf. Dieses Gebiet wird durch den sehr starken Trog im winterlichen Geopotentialfeld über Ostasien beeinflusst, der im Sommer bei Erwärmung der großen Landmasse durch einen leichten Rücken abgelöst wird. Die Punkte A ( $43^{\circ}\text{N}$ ,  $70^{\circ}\text{W}$ ), III ( $58^{\circ}\text{N}$ ,  $65^{\circ}\text{E}$ ), V ( $65^{\circ}\text{N}$ ,  $80^{\circ}\text{W}$ ) und II ( $47^{\circ}\text{N}$ ,  $175^{\circ}\text{E}$ ) sind im Winter ebenfalls so gelegen, daß Tröge Einfluß nehmen, deren Intensität sich zum Sommer erheblich abschwächt, wodurch hohe Varianzbeträge erreicht werden. Über C ( $35^{\circ}\text{N}$ ,  $118^{\circ}\text{E}$ ) bildet sich im Juli ein Hoch aus, während das Geopotentialfeld im Januar noch schwach vom ostasiatischen Trog beeinflusst wird. Auch in B ( $56^{\circ}\text{N}$ ,  $172^{\circ}\text{W}$ ) werden hohe Werte durch den Übergang von einem ozeanischen Rücken im Winter zu einem leichten Trog im Sommer erreicht. In den ozeanischen Gebieten der südlichen Breiten haben die Isohypsen besonders in den Wintermonaten in 200 mb einen fast zonalen Verlauf, so daß die Amplitude der langperiodischen Schwankungen relativ klein bleibt.

Der Beitrag der langwelligen Störungen zur Gesamtvarianz ist für das Geopotential im allgemeinen noch größer als für die Temperatur. Im 200 mb-Niveau liegt er zwischen 68 und 90 %, im 500 mb-Niveau zwischen 54 und 90 und im 850 mb-Niveau zwischen 33 und 74 %.

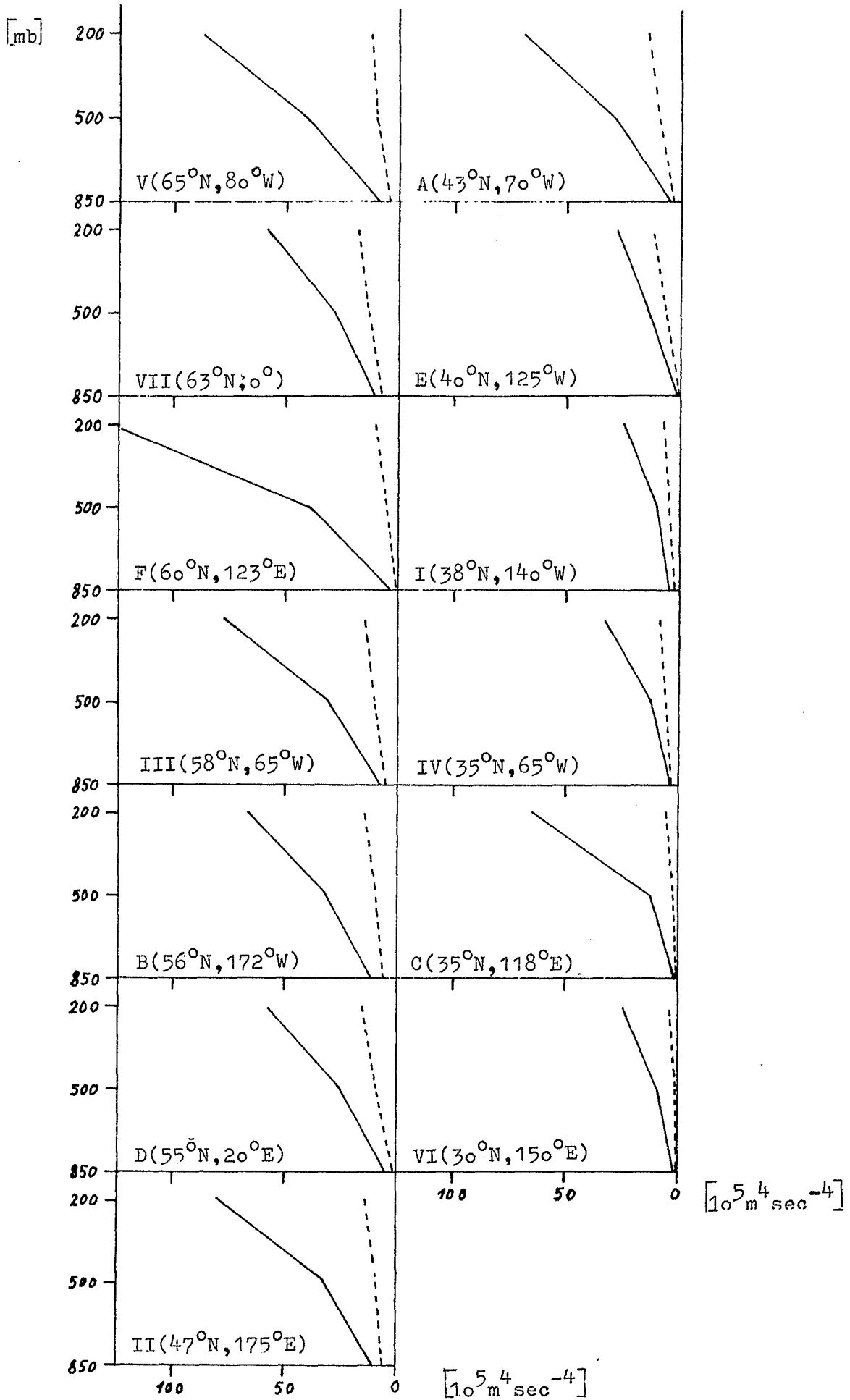


Fig. 12 Die Varianz der potentiellen Energie  
 — im gesamten Periodenbereich (1-512T)  
 ---- im Bereich 1 bis 30 Tagen

## 5.2 DIE BEITRÄGE DER LANG- UND KURZPERIODISCHEN BEREICHE ZUR KINETISCHEN ENERGIE DES GEOSTROPHISCHEN WINDES

Fig. 13 gibt die kinetischen Energieanteile der meridionalen und der zonalen Komponente des geostrophischen Windes wieder. Die durchgezogene Linie kennzeichnet die Gesamtenergie der wandernden Wellen, die gestrichelte den Beitrag der kleinen Perioden zur Energie der  $u_g$ -Komponente. Die entsprechenden Beträge des meridionalen Windes sind durch strich-punktierte bzw. punktierte Linien dargestellt. Alle Energieanteile nehmen mit der Höhe zu. Eine Ausnahme bildet hier lediglich Punkt V ( $65^{\circ}\text{N}$ ,  $80^{\circ}\text{W}$ ), hier nehmen die kurzperiodischen Beiträge und die Gesamtenergie vom 500 zum 200 mb-Niveau ab. Letzteres ist eventuell auf den relativ niedrigen Mittelwert (Tab. 4) des zonalen Windes in der 200 mb-Fläche zurückzuführen.

Besonders hohe Werte der  $u_g$ -Komponente werden in den südlichen Breiten in 200 mb erreicht. Diese Maxima sind überwiegend auf die langperiodischen Schwankungen unter dem Einfluß der mittleren Lage des Subtropen- und des Polarjets zurückzuführen. Darauf wird aber im nächsten Kapitel noch näher eingegangen werden. Der größte Energiebetrag tritt in Punkt VI ( $30^{\circ}\text{N}$ ,  $150^{\circ}\text{W}$ ) auf. In dieser geographischen Länge ist die mittlere Breitenlage des Subtropenjets im Winter bei 29 bis 30 Grad (siehe DEFANT und MÖRTH, 1978). Die winterlichen Windverhältnisse sind für diese Stelle, bei jahreszeitlich maximalen Windstärken des Strahlstromes, durch Jet-Einfluß gekennzeichnet. Zusätzlich weist der Subtropenjet im Winter ein örtliches Maximum über diesem Gebiet auf (siehe KAO und HURLEY, 1962).

Wesentlich kleiner als für die  $u_g$ -Komponente sind die Unterschiede der Gesamtenergie des meridionalen Windes in 200 mb zwischen den einzelnen Punkten. Bei diesem Parameter wird der größere Energiebeitrag durch die kurzperiodischen Schwankungen geliefert. Maximale Werte werden, wie schon erwähnt, bei A ( $43^{\circ}\text{N}$ ,  $70^{\circ}\text{W}$ ) erreicht, erklärbar durch die Lage dieses Punktes an der Ostflanke des amerikanischen Trog.



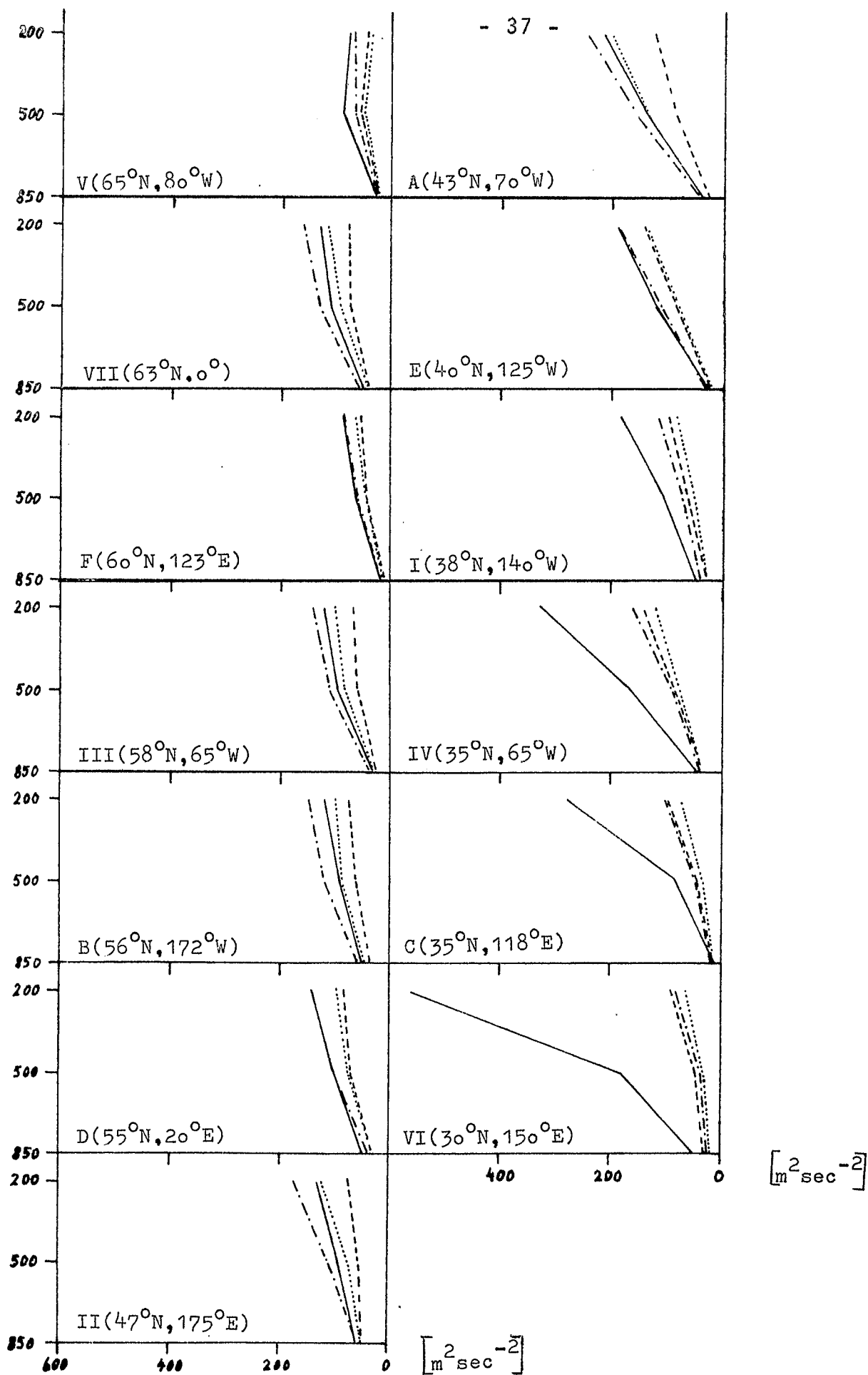


Fig. 13 Kinetische Energie des betrachteten Periodenbereichs und ihr kurzperiodischer Anteil

— u<sub>g</sub>-Komponente (1-512T)      ---- u<sub>g</sub>-Komponente (1-30T)  
 -.-. v<sub>g</sub>-Komponente (1-512T)      .... v<sub>g</sub>-Komponente (1-30T)

In den niedrigeren Breiten bis etwa  $40^{\circ}\text{N}$  hat die Gesamtenergie des zonalen Windes einen größeren Betrag als die des meridionalen Windes, in höheren Breiten dreht sich dieses Verhältnis um. Das gleiche gilt für den kurzperiodischen Anteil.

Der prozentuale Beitrag der Schwankungen mit Perioden kleiner als 30 Tagen zur Gesamtvarianz ist für  $v_g$  im allgemeinen höher als für  $u_g$ . Für  $v_g$  liegt er zwischen 60 und 90 %, für  $u_g$  zwischen 35 und 80 %, bei Punkt VI ( $30^{\circ}\text{N}$ ,  $150^{\circ}\text{E}$ ) beträgt er in 200 mb sogar nur 16 %.

Versucht man anhand der in diesem Abschnitt gezeigten Darstellungen eine Relation zwischen der Stärke der Transporte von sensibler Energie bzw. von Drehimpuls und der Varianz der einzelnen Parameter herzustellen, bleibt man erfolglos. Eine einfache Beziehung, etwa wie die folgende: bei einem maximalen Fluß von sensibler Energie sind die Varianzen von  $T$  und  $v_g$ , zumindest aber eine von beiden, besonders hoch, ist nur für Punkt A erfüllt. Krasse Gegenbeispiele sind dagegen die Punkte F und IV. Am ersten ist die Varianz der Temperatur außergewöhnlich groß, am zweiten die kinetische Energie des zonalen Windes und dennoch ist der Transport der sensiblen Energie minimal bzw. der Transport von Drehimpuls im Vergleich zu den Punkten I und IV relativ gering. Ausschlaggebend ist hier daher nicht die Amplitude der einzelnen Wellen, sondern die Phasenbeziehung zwischen den Schwankungen der miteinander gekoppelten Parameter. Diese Beziehung wird in der früher erwähnten Diplomarbeit (in Vorbereitung) von J. PERKUHN untersucht.

B Beringsee (56°N, 172°W)

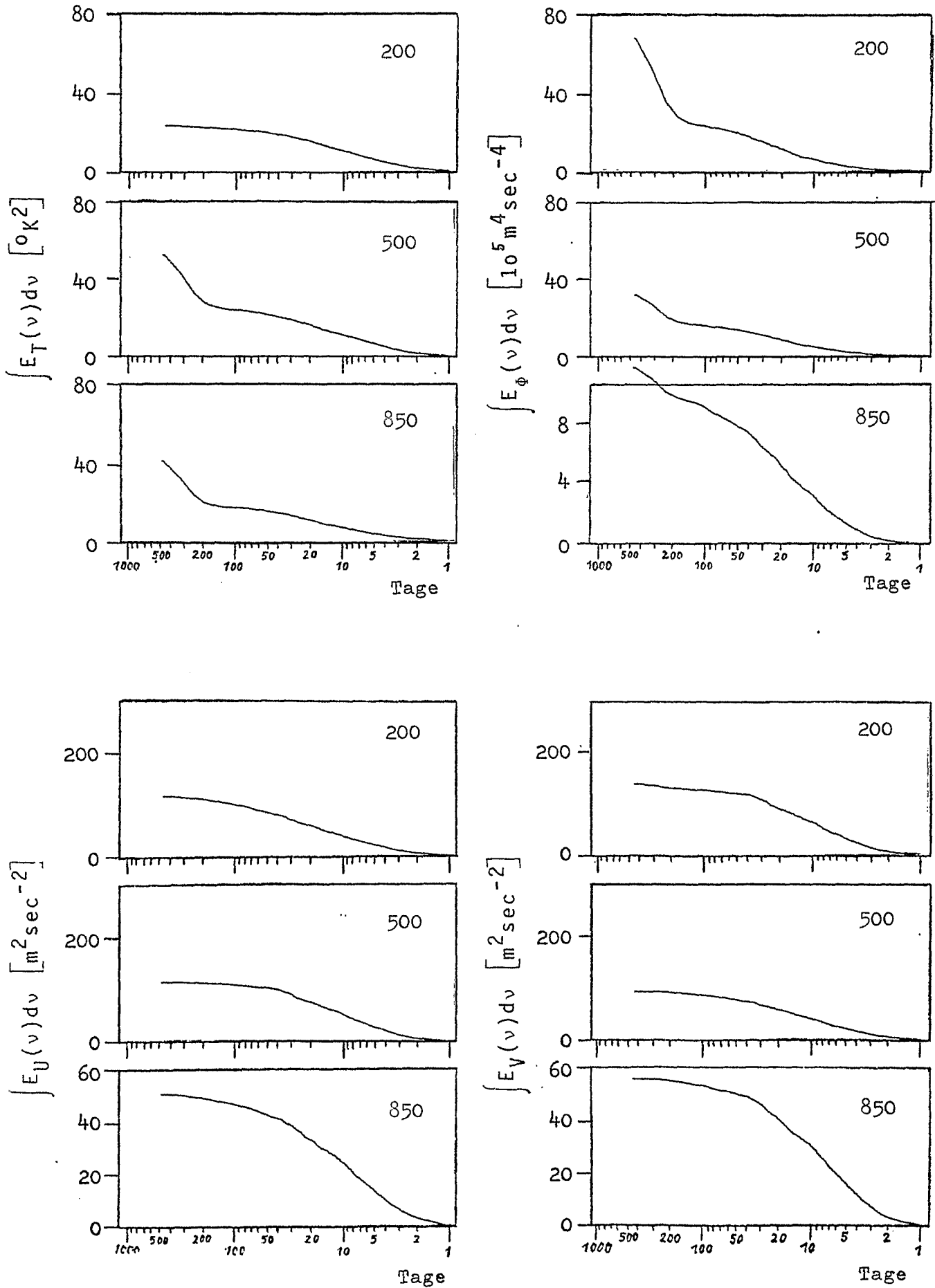


Fig. 14 Die integrierten Spektren der Temperatur, der potentiellen Energie, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.

C O-China ( $35^{\circ}\text{N}$ ,  $118^{\circ}\text{E}$ )

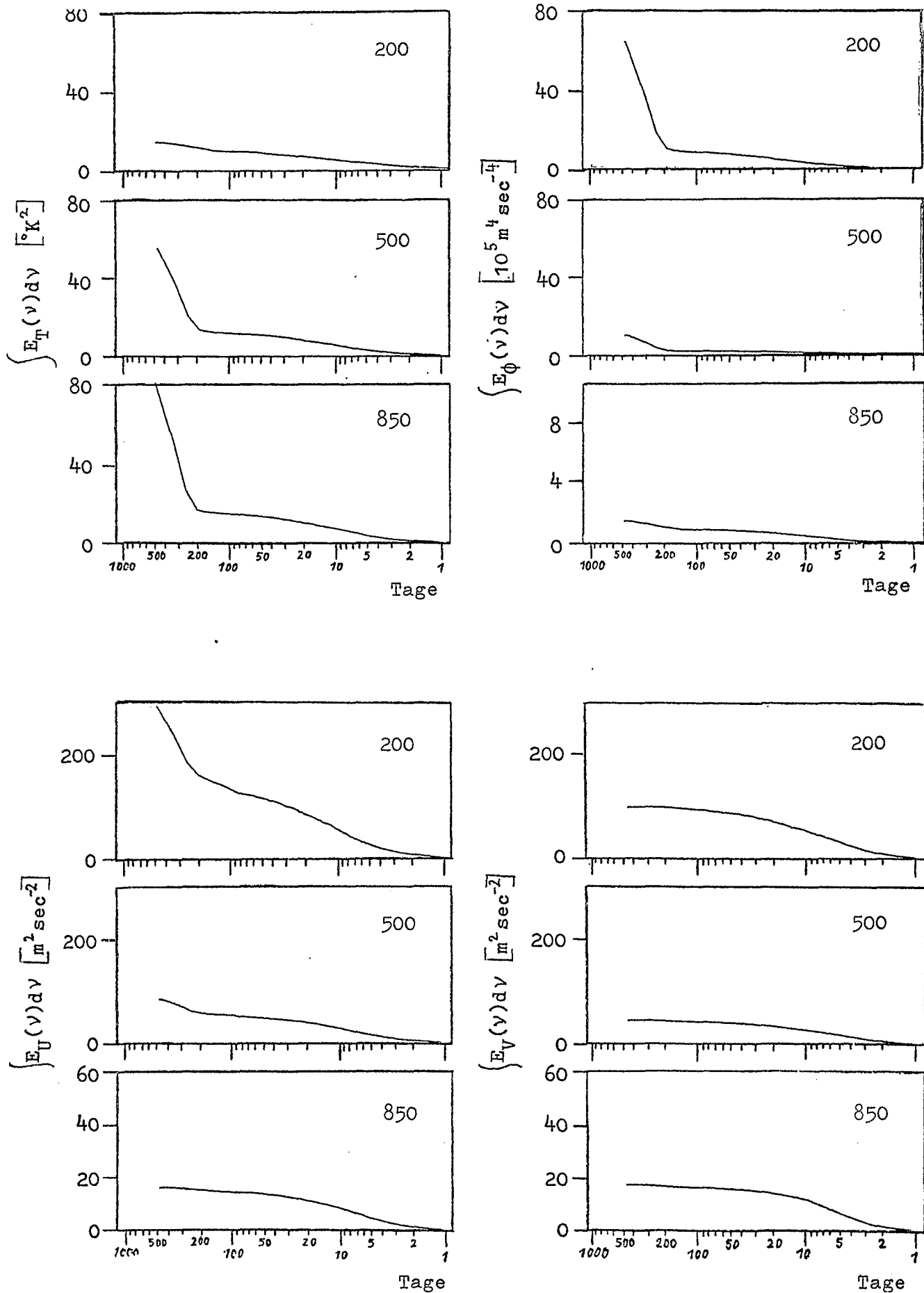


Fig. 15 Die integrierten Spektren der Temperatur, der potentiellen Energie, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.

D Danzig (55°N, 20°E)

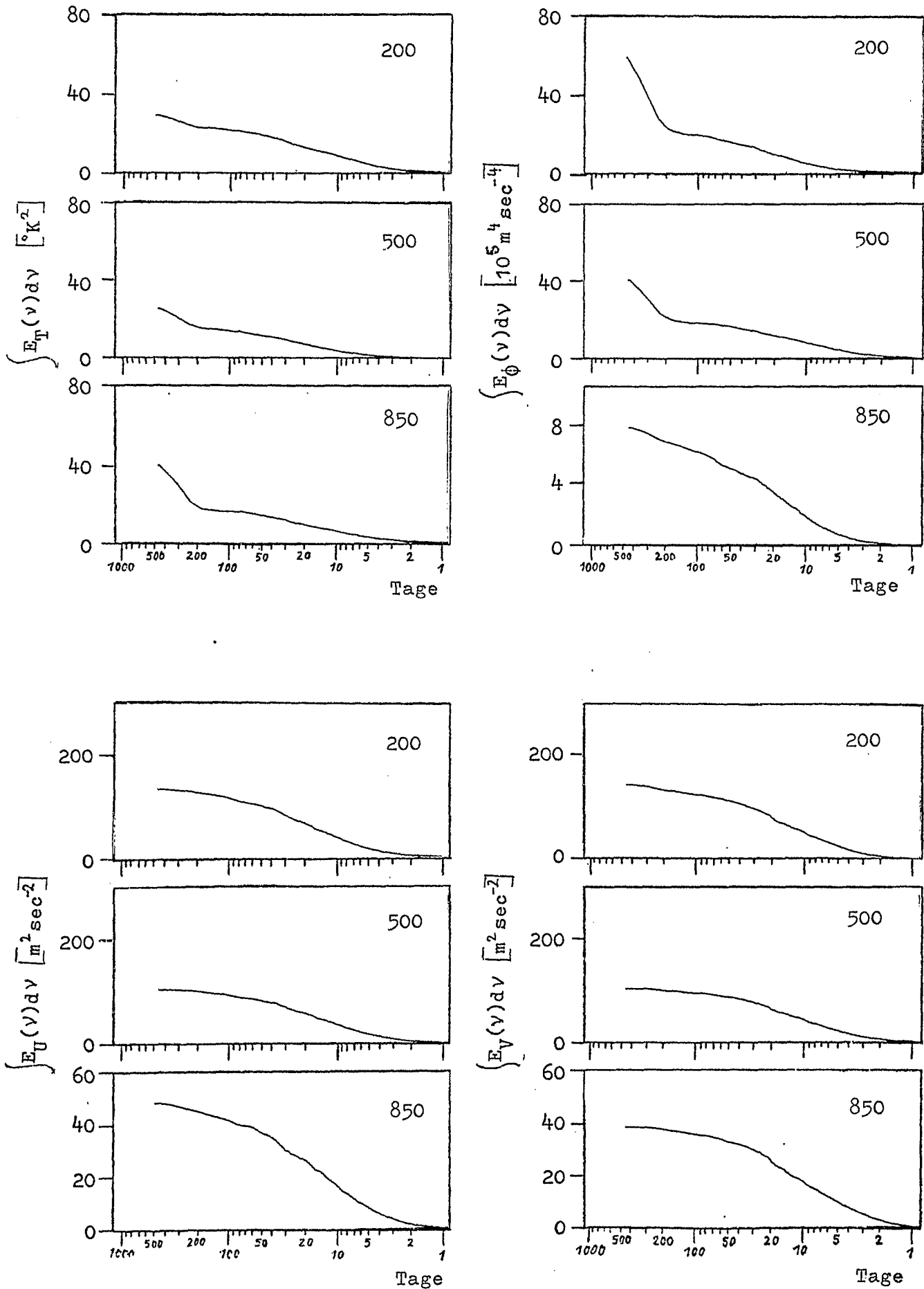


Fig. 16 Die integrierten Spektren der Temperatur, der potentiellen Energie, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.

E San Francisco ( $40^{\circ}\text{N}$ ,  $125^{\circ}\text{W}$ )

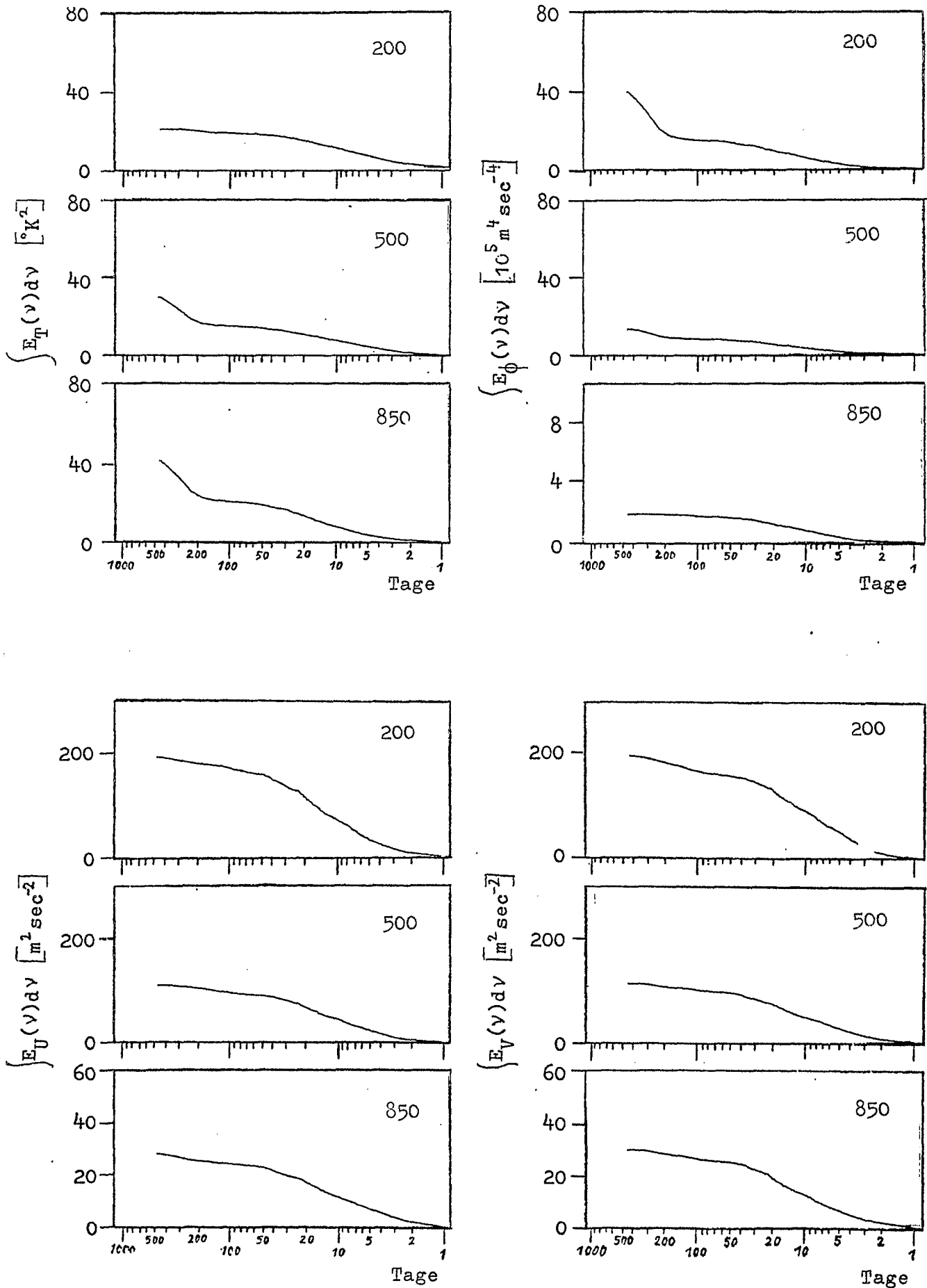


Fig. 17 Die integrierten Spektren der Temperatur, der potentiellen Energie, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.

F Sibirien ( $60^{\circ}\text{N}$ ,  $123^{\circ}\text{E}$ )

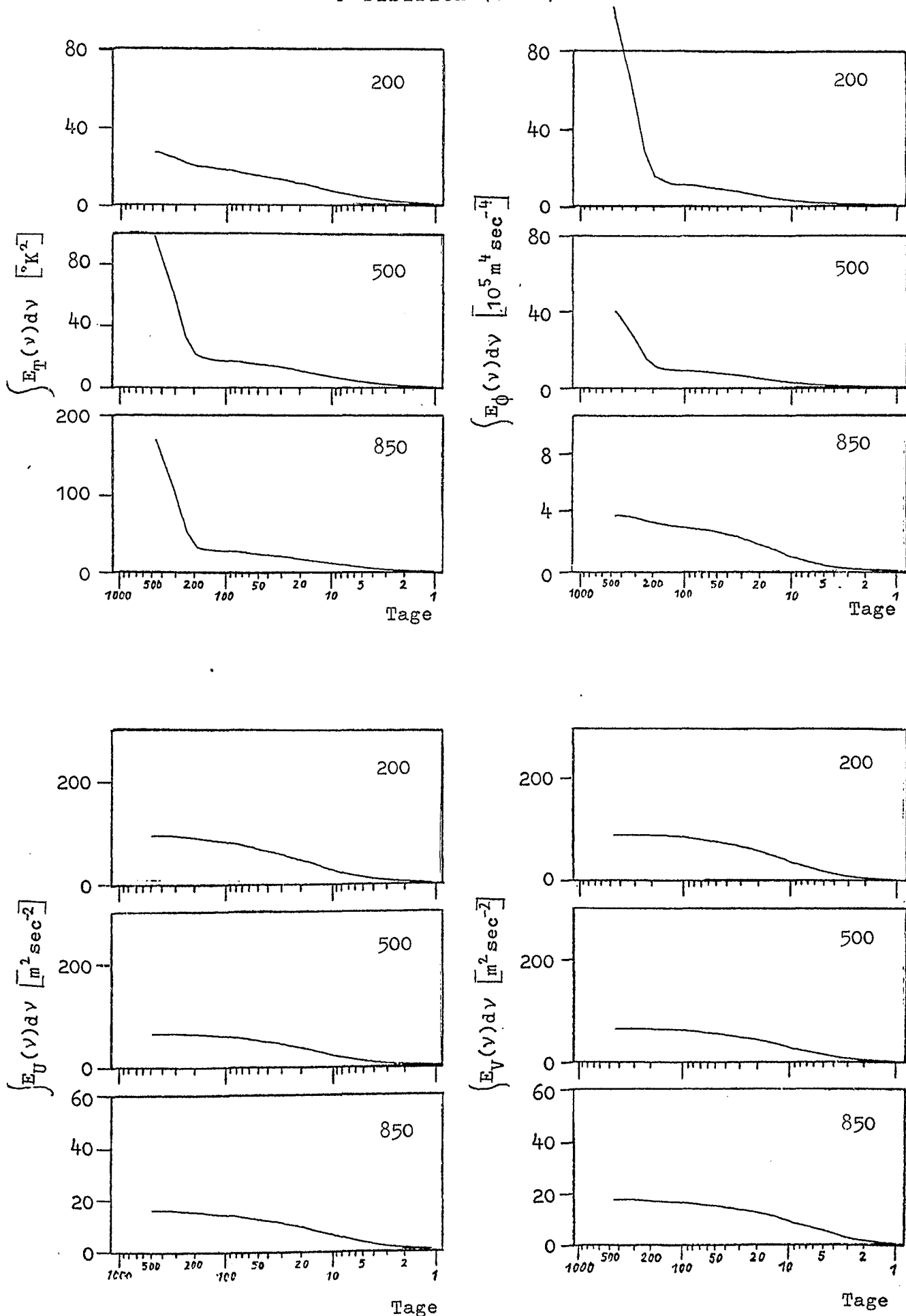


Fig. 18 Die integrierten Spektren der Temperatur, der potentiellen Energie, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.

E San Francisco ( $40^{\circ}\text{N}$ ,  $125^{\circ}\text{W}$ )

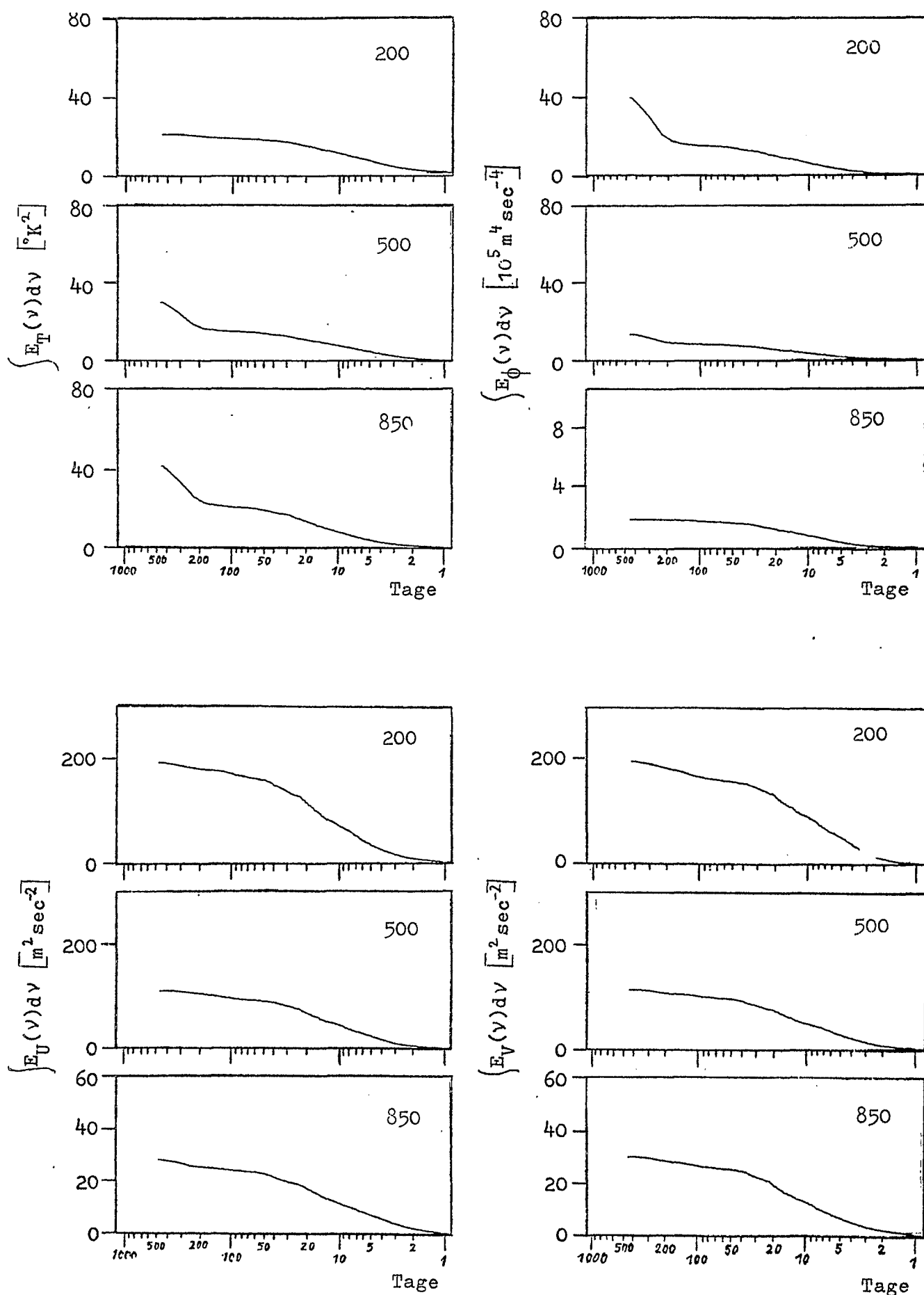


Fig. 17 Die integrierten Spektren der Temperatur, der potentiellen Energie, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.



F Sibirien ( $60^{\circ}\text{N}$ ,  $123^{\circ}\text{E}$ )

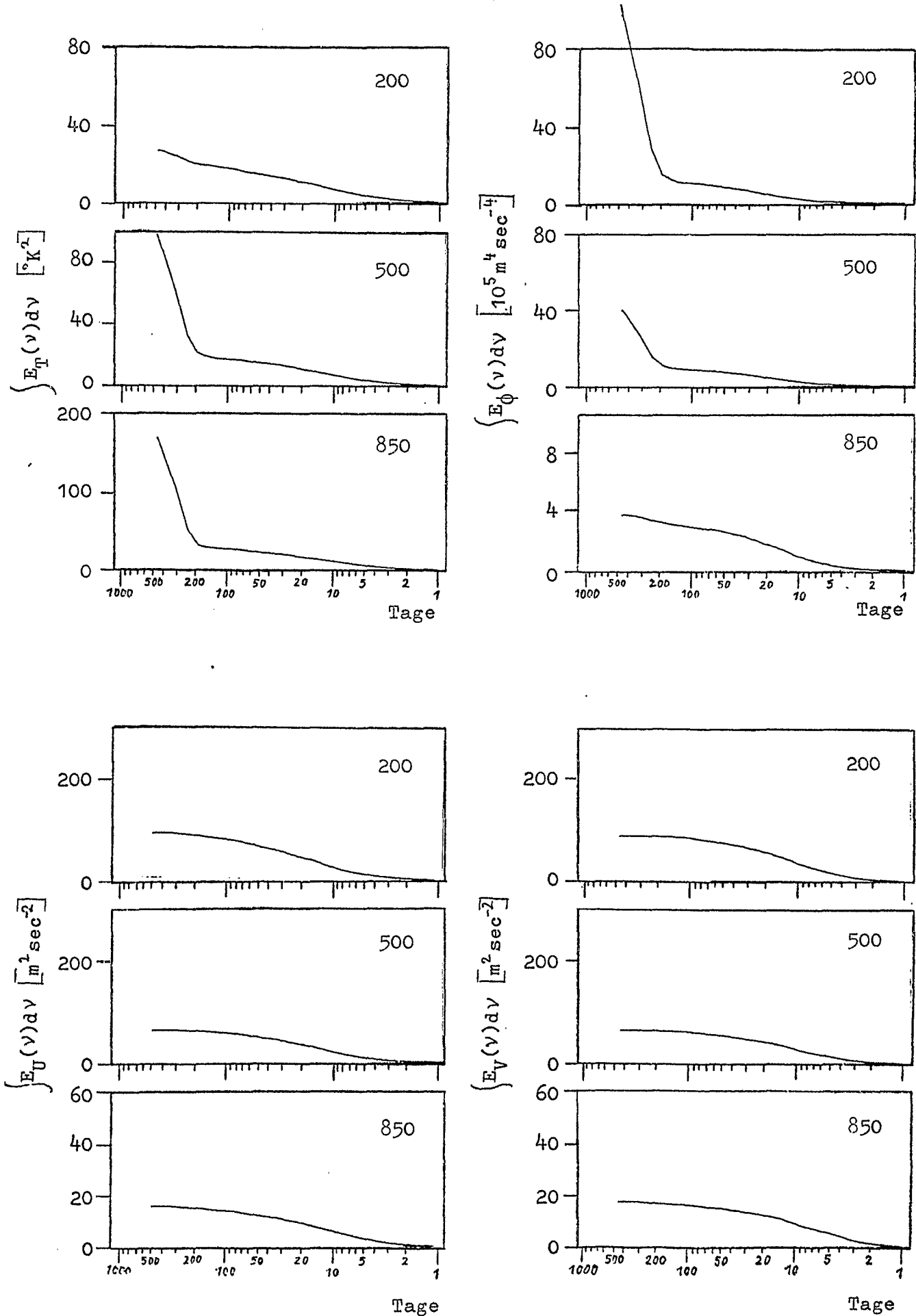


Fig. 18 Die integrierten Spektren der Temperatur, der potentiellen Energie, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.

I NO-Pazifik ( $38^{\circ}\text{N}$ ,  $140^{\circ}\text{W}$ )

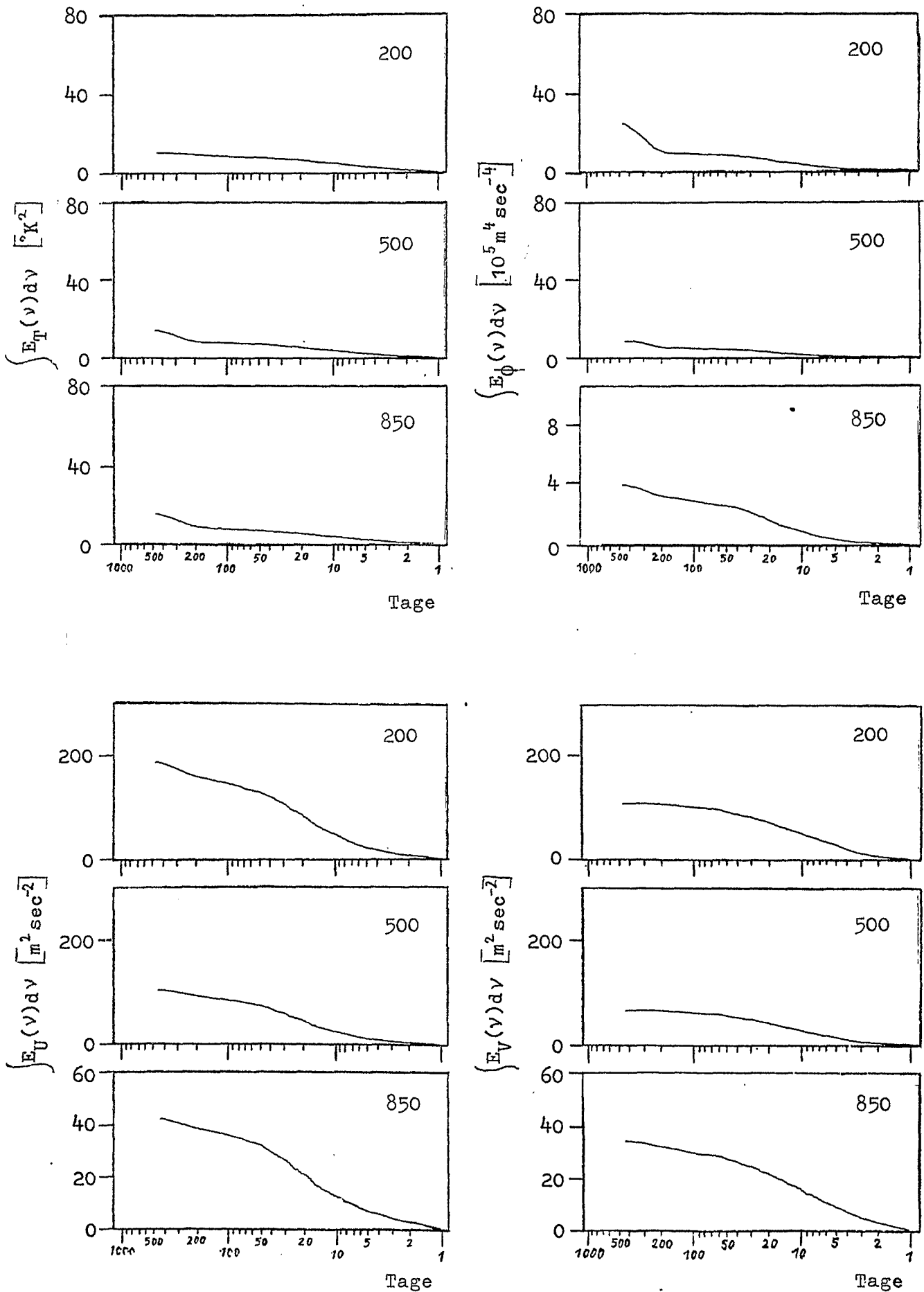


Fig. 19. Die integrierten Spektren der Temperatur, der potentiellen Energie, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.

II NW-Pazifik (47°N, 175°E)

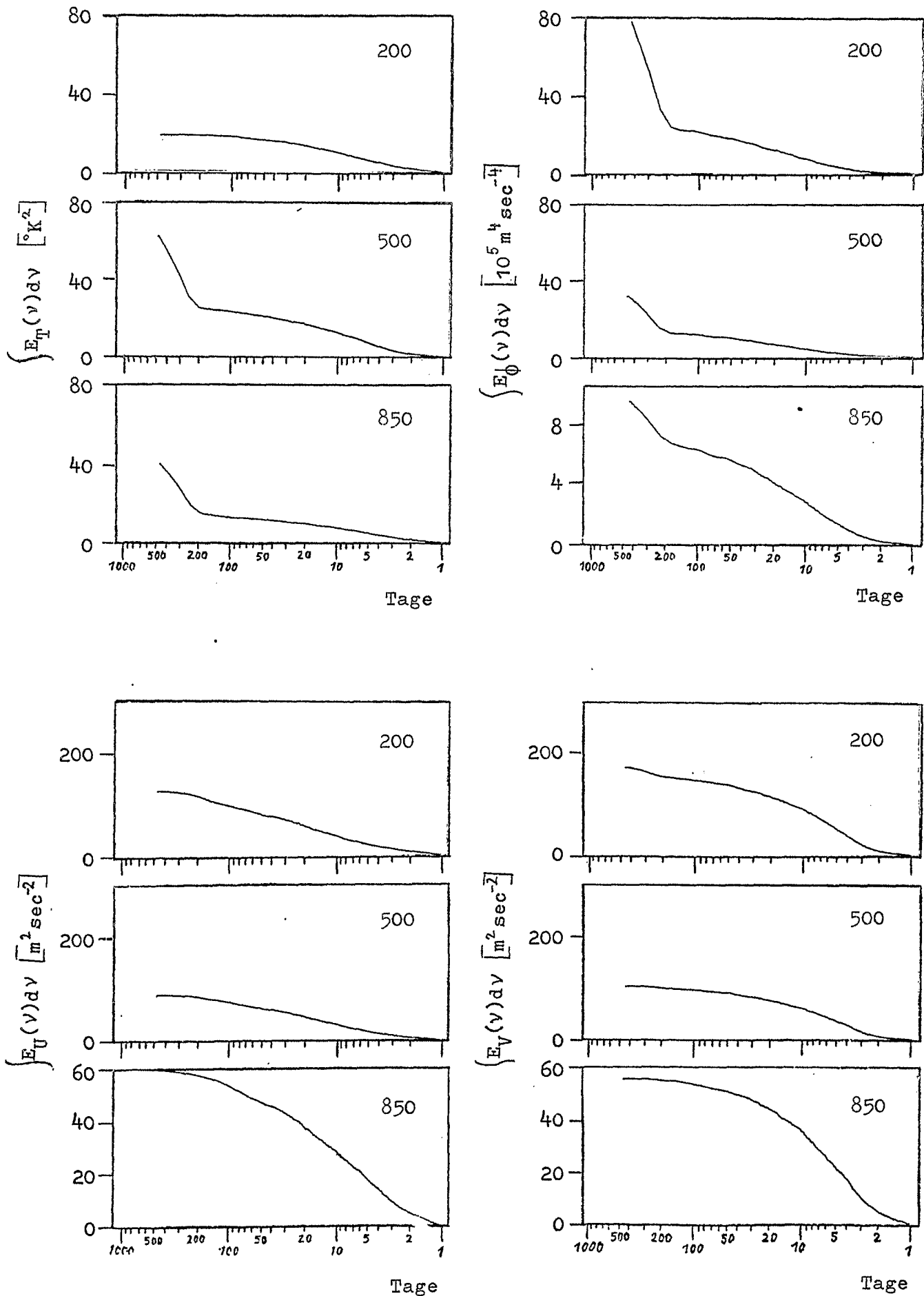


Fig. 20 Die integrierten Spektren der Temperatur, der potentiellen Energie, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.

III Ural (58°N, 65°E)

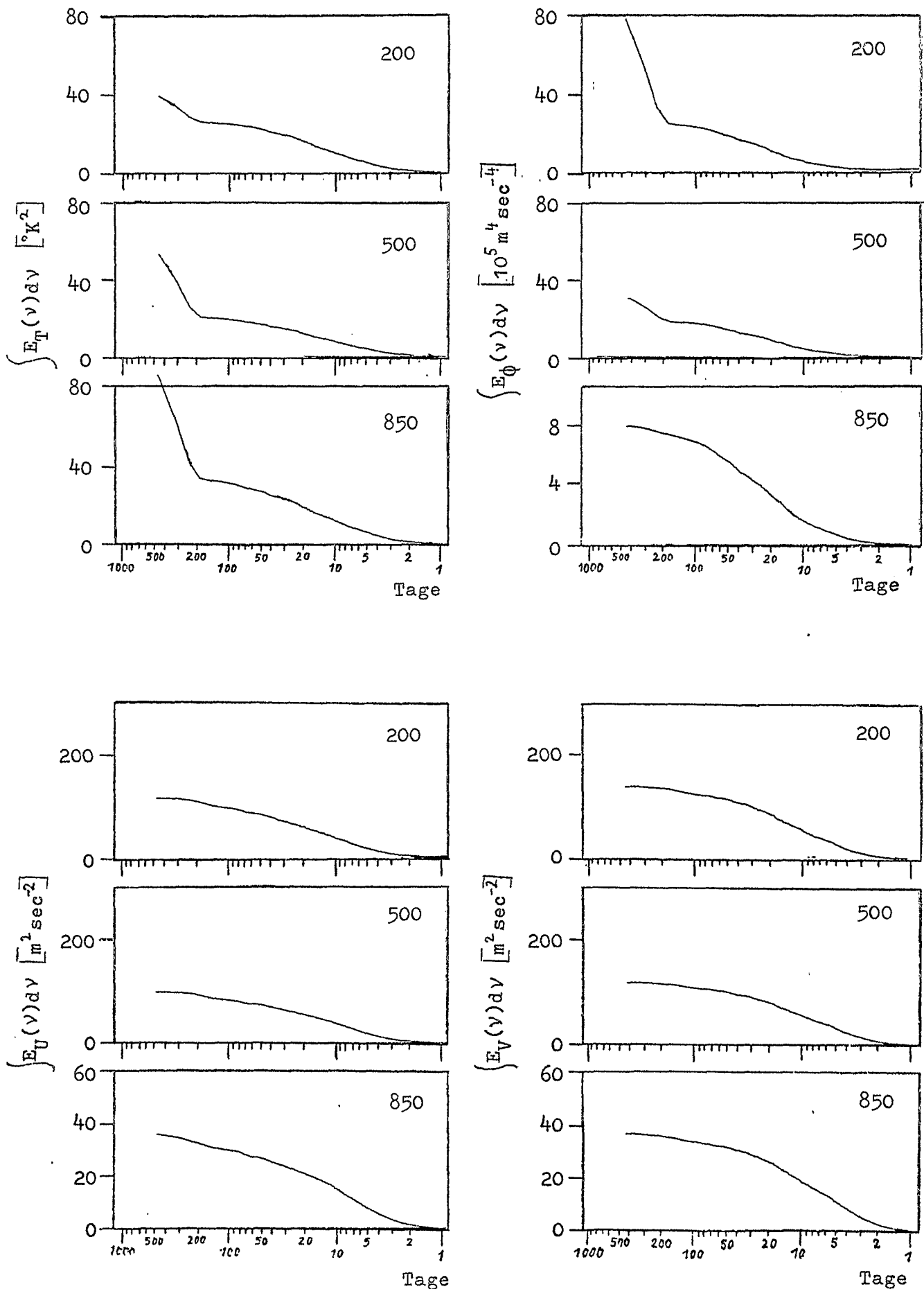


Fig. 21 Die integrierten Spektren der Temperatur, der potentiellen Energie, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.

IV W-Atlantik (35°N, 65°W)

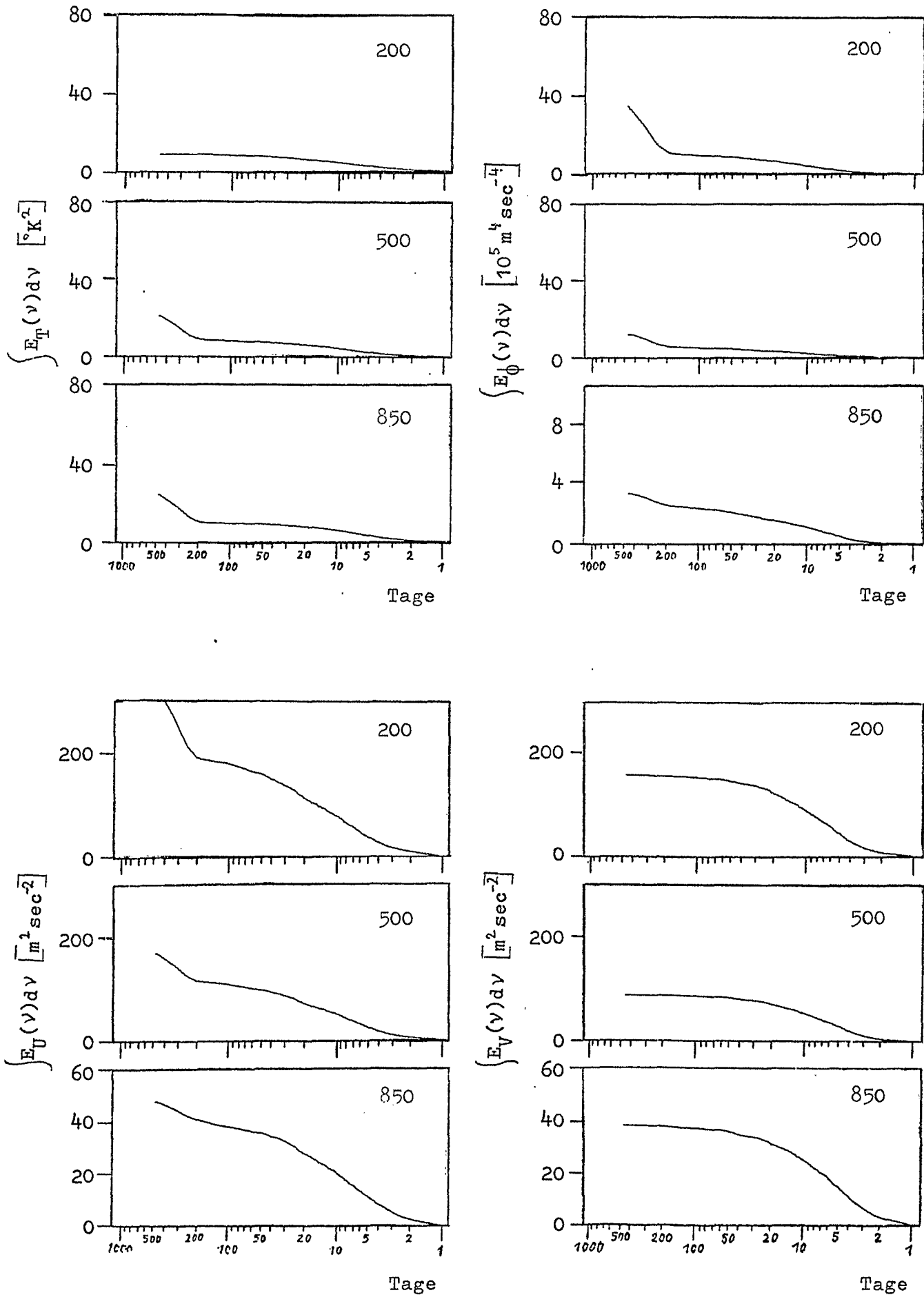


Fig. 22 Die integrierten Spektren der Temperatur, der potentiellen Energie, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.

$\bar{V}$  Hudson-Bay ( $65^{\circ}\text{N}$ ,  $80^{\circ}\text{W}$ )

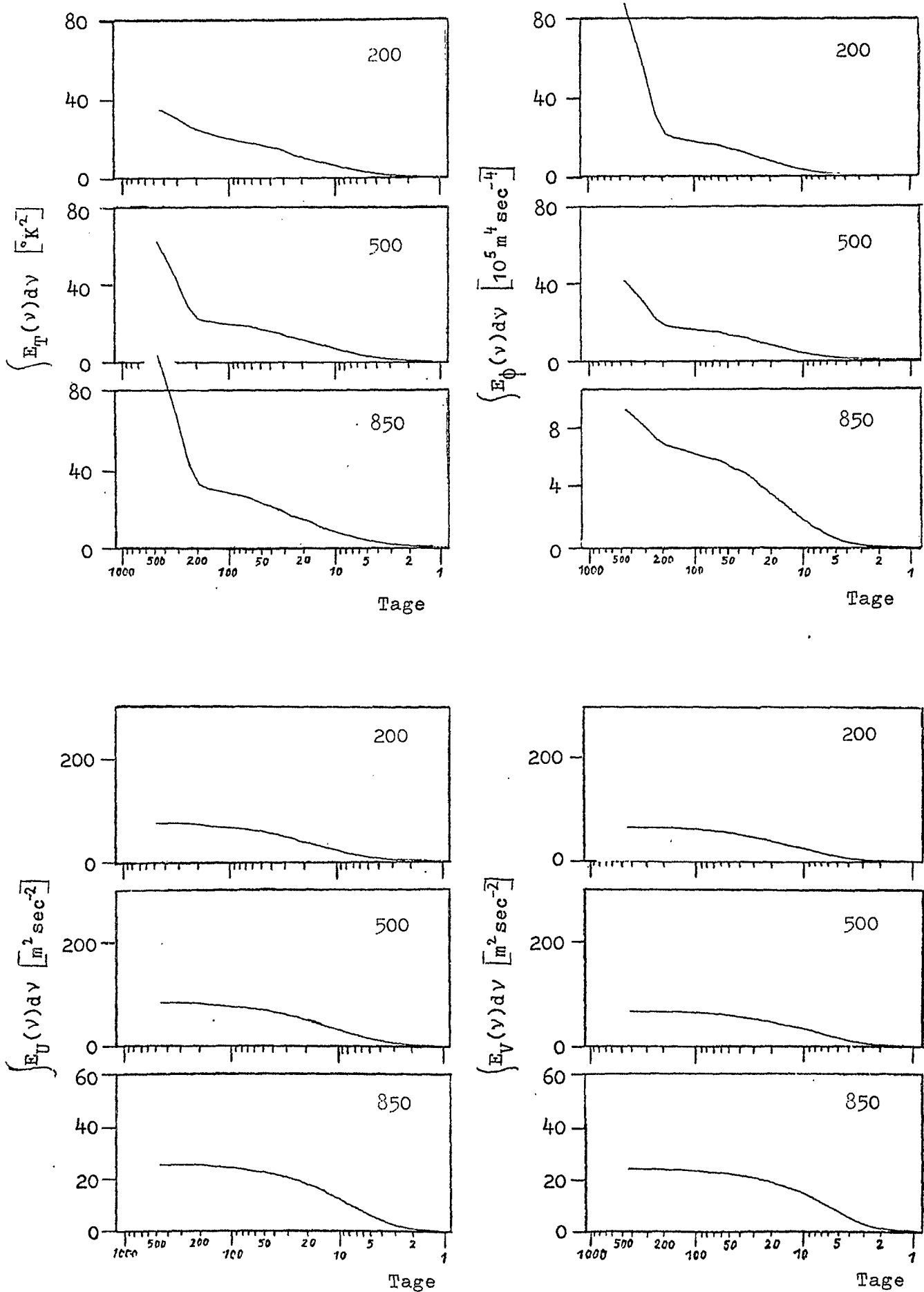


Fig. 23 Die integrierten Spektren der Temperatur, der potentiellen Energie, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb

VI W-Pazifik (30°N, 150°E)

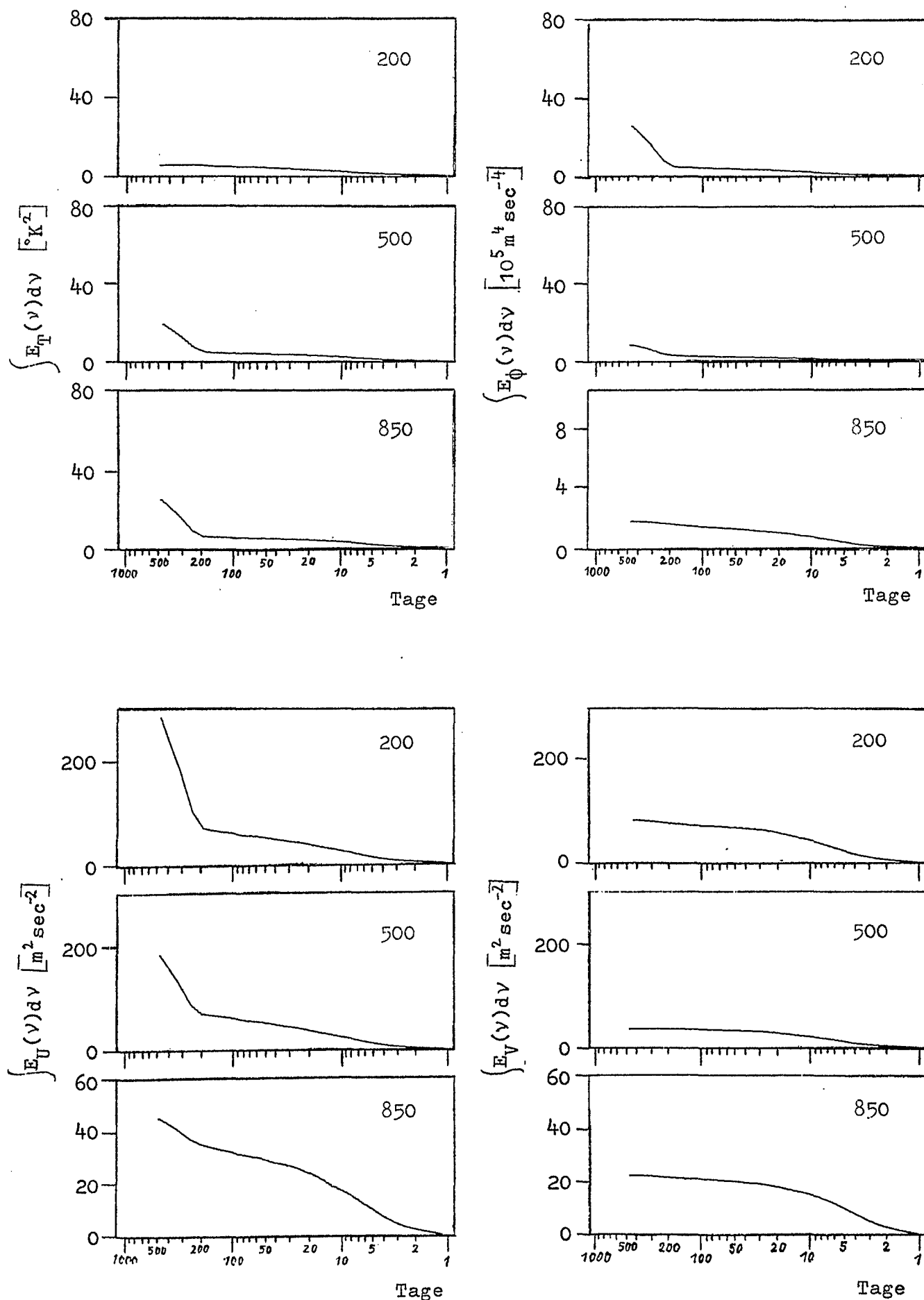


Fig. 24 Die integrierten Spektren der Temperatur, der potentiellen Energie, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.

VII Shetland ( $63^{\circ}\text{N}$ ,  $0^{\circ}$ )

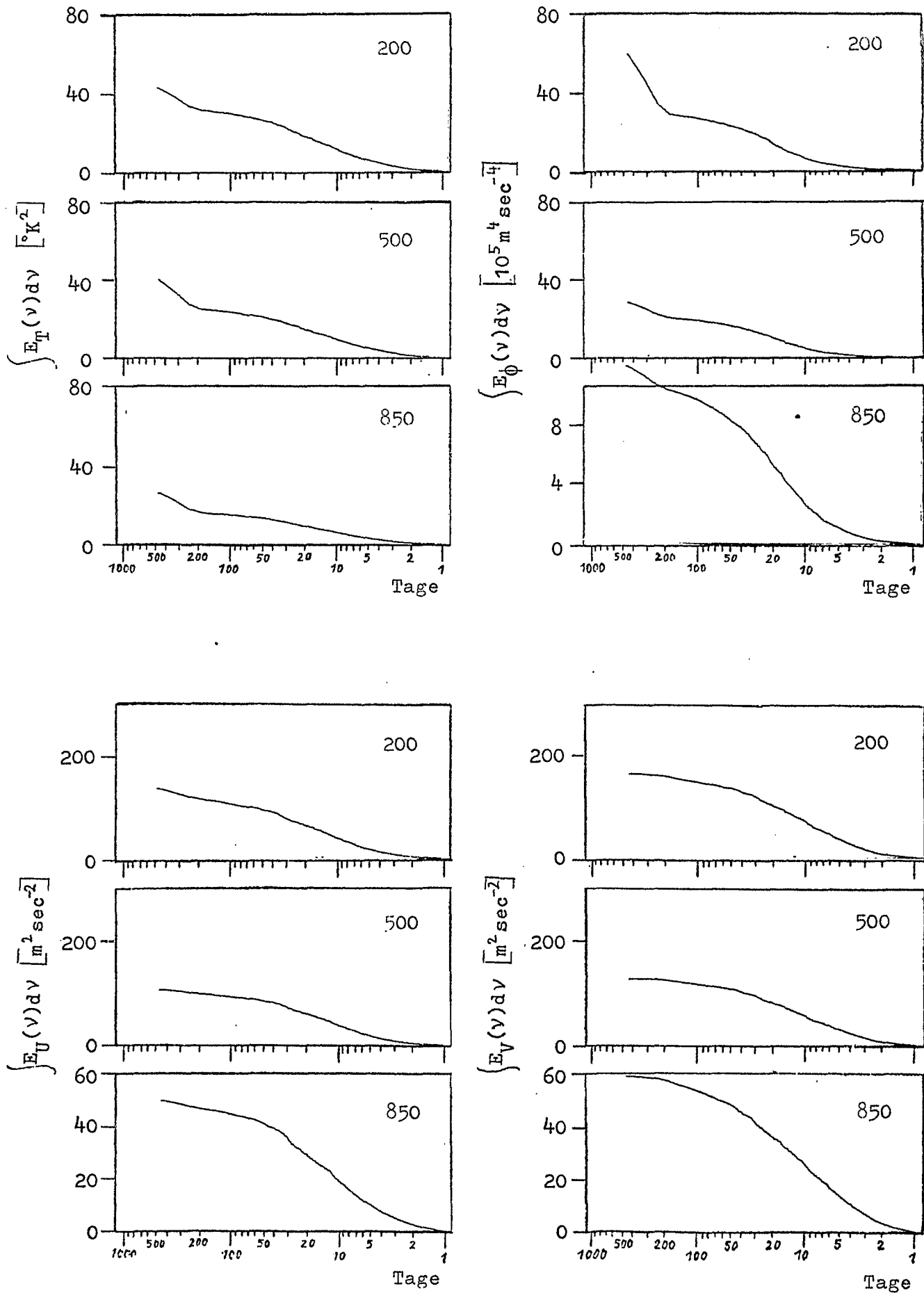


Fig. 25 Die integrierten Spektren der Temperatur, der potentiellen Energie, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.



## 6. INTERPRETATION DER ENERGIESPEKTREN

### 6.1 DIE STRUKTUR DER ENERGIESPEKTREN IM PERIODENBEREICH VON 512 BIS 70 TAGEN

In diesem Abschnitt soll im besonderen das Auftreten von Jahres- bzw. Halbjahrespeaks und die Abhängigkeit ihrer Amplitude von Ort und Höhe untersucht werden. Aus Gründen der statistischen Kontinuität (s. 3.3.3) wurde als untere Grenze des betrachteten Intervalls eine Periode von 70 Tagen gewählt.

Die Spektren von  $T, \phi, u_g$  und  $v_g$  aller Punkte sind in Fig. 26 bis Fig. 38 abgebildet, die Anordnung der einzelnen Darstellungen entspricht der der integrierten Spektren.

#### 6.1.1 TEMPERATUR- UND GEOPOTENTIAL

Aus den Spektren wurden die mit der Frequenz multiplizierten Energiedichten der Perioden von 341 und 171 Tagen, also in etwa jene der Jahres- und Halbjahreswellen, entnommen und für den Parameter Temperatur in Tabelle 7 zusammengestellt. Die Wahl der Perioden von 341 und 171 Tagen ist durch die Auflösung der Analyse bedingt. Die mit einem Pluszeichen gekennzeichneten Größen treten im Spektrum als signifikante Peaks auf. Die Vertrauensintervalle sind zum Teil in die Abbildungen eingezeichnet worden.

Die jährlichen Maxima der unteren und mittleren Troposphäre sind für alle Punkte als statistisch abgesichert anzusehen. Im 200 mb-Niveau zeichnen sich Jahrespeaks nur in den hohen Breiten ab. Dort liegt dieses Niveau während des ganzen Jahres innerhalb der Stratosphäre und schwankt nicht wie in den südlicheren Positionen um die Tropopausenhöhe. Darauf wurde bereits in Abschnitt 4.1 eingegangen. Aus dieser groben Unterteilung fällt B, Beringsee ( $56^{\circ}\text{N}$ ,  $172^{\circ}\text{W}$ ) heraus, trotz der nördlichen Breite tritt kein Maximum bei einer ganzjährlichen Periode auf. Mittelkarten der Temperatur in 200 mb

Periode [Tage]	p[mb]	A 43N, 7oW	B 56N, 172W	C 35N, 118E	D 55N, 2oE	E 4oN, 125W	F 6oN, 123E
341	200	1	2	5	6 <sub>+</sub>	3	13 <sub>+</sub>
	500	47 <sub>+</sub>	39 <sub>+</sub>	66 <sub>+</sub>	33 <sub>+</sub>	23 <sub>+</sub>	120 <sub>+</sub>
	850	71 <sub>+</sub>	33 <sub>+</sub>	105 <sub>+</sub>	36 <sub>+</sub>	30 <sub>+</sub>	230 <sub>+</sub>
171	200	1	2	5	3	3	3
	500	4	10	2	4	3	12
	850	7	8	1	3	4	6

Periode [Tage]	p[mb]	I 38N 14oW	II 47N 175E	III 58N 65E	IV 35N 65W	V 65N 8oW	VI 3oN 15oE	VII 63N 0
341	200	2	1	21 <sub>+</sub>	1	17 <sub>+</sub>	2	18 <sub>+</sub>
	500	10 <sub>+</sub>	57 <sub>+</sub>	49 <sub>+</sub>	20 <sub>+</sub>	63 <sub>+</sub>	23 <sub>+</sub>	24 <sub>+</sub>
	850	10 <sub>+</sub>	40 <sub>+</sub>	60 <sub>+</sub>	23 <sub>+</sub>	105 <sub>+</sub>	30 <sub>+</sub>	16 <sub>+</sub>
171	200	2	1	2	1	7	1	3
	500	1	2	1	1	4	1	3
	850	2	4	2	1	6	1	3

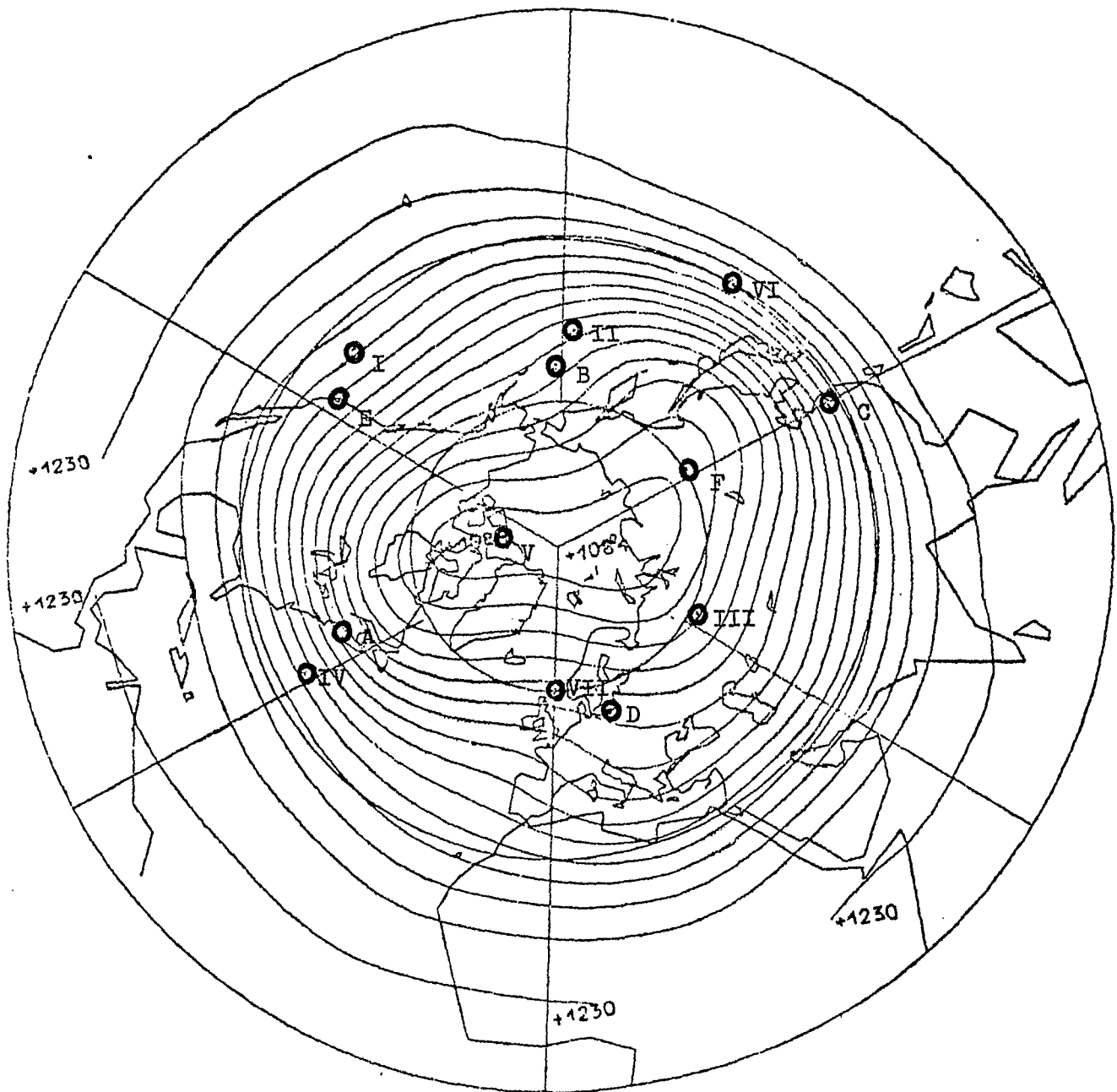
Tab. 7 Amplituden der Jahres- und Halbjahreswelle aus den  
Energiespektren der Temperatur in  $^{\circ}\text{K}^2$

für Januar und Juli (CRUTCHER, 1959) zeigen, daß der horizontale Temperaturgradient in diesem Gebiet sehr gering ist und die Differenz zwischen Sommer- und Wintertemperatur nur 1 bis 2°C beträgt.

Die Amplitude der jährlichen Wellen nimmt im allgemeinen nach oben ab. Ausnahmen bilden die Punkte B (Beringsee), II (NW-Pazifik) und VII (Shetland). Eine Erklärung für diese Ausnahmen ergibt sich aus den Unterschieden zwischen dem kontinentalen und ozeanischen Klima der hohen Breiten, worauf schon in Abschnitt 5.1 näher eingegangen wurde. Beim Vergleich der Amplitudenwerte dieser drei Punkte fällt die relativ hohe Energiedichte im 500 mb-Niveau für Punkt II auf. Der Grund dafür ist in der relativen Lage zum Kontinent zu sehen. B und VII liegen westlich des amerikanischen bzw. eurasischen Festlandes, also in jenen Gebieten, in denen der winterliche Temperaturrücken über den Ozeanen seine größte Amplitude erreicht. Punkt II liegt hingegen östlich des Kontinents, dort ist der Einfluß des wesentlich ausgeprägteren Temperaturtroges über Ostasien in 500 mb dominierend (siehe dazu Abb. 1). Das gleiche Phänomen erklärt auch die Unterschiede zwischen den Energiewerten von Punkt I (38°N, 140°W), der vor der Westküste Nordamerikas liegt, und den Punkten IV (35°N, 65°W) und VI (30°N, 150°E), die östlich der großen Kontinente gelegen sind.

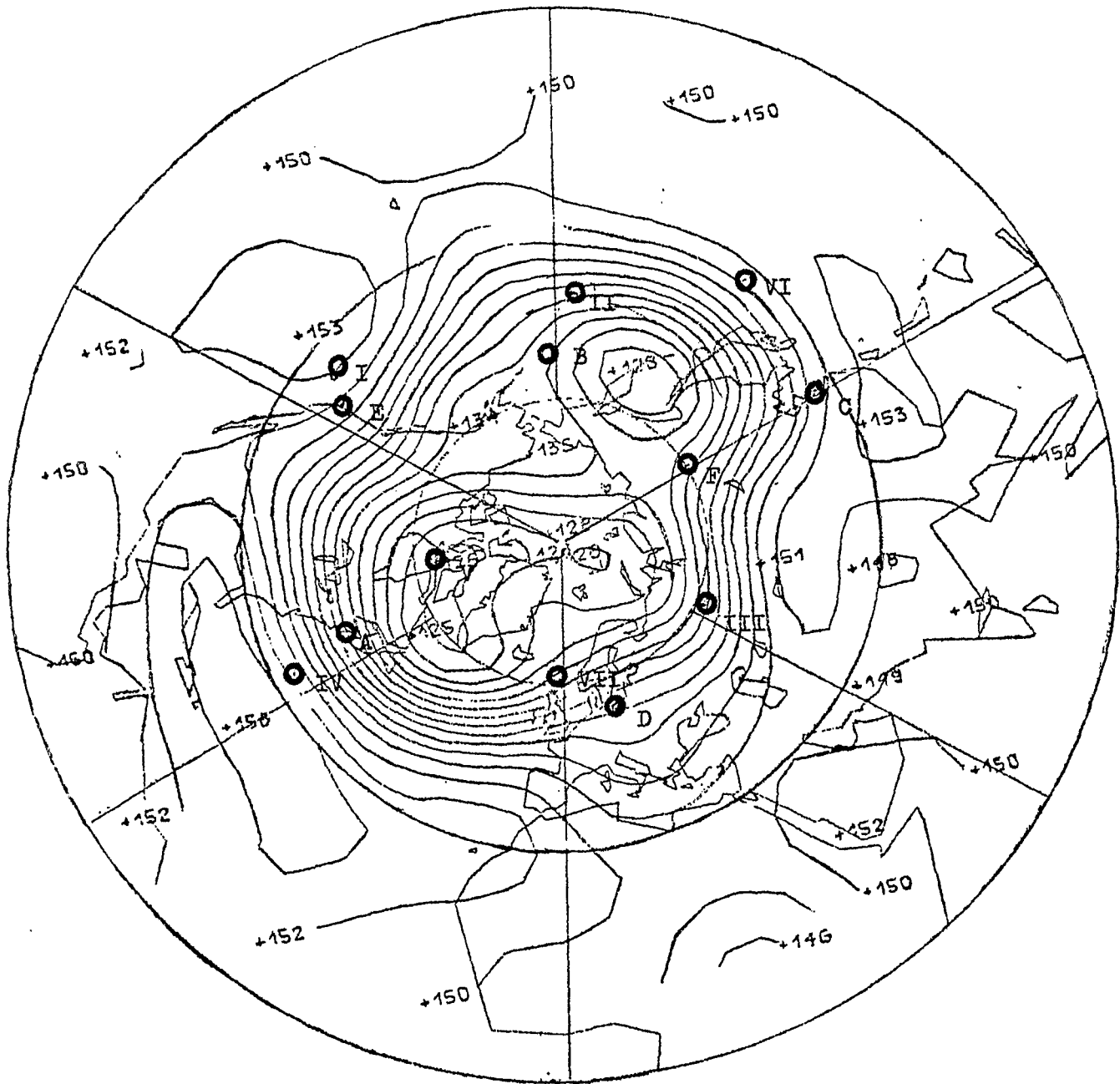
Der einzige Punkt für den ein relatives Maximum für die halbjährliche Periode auftritt, ist V (Hudson-Bay), seine statistische Absicherung ist jedoch ungenügend. In den  $T^2$ -Spektren der 13 Gebiete haben halbjährliche Schwankungen nach diesen Ergebnissen also geringe Bedeutung.

In allen Energiespektren im 850 und 500 mb-Niveau treten spektrale Lücken im Bereich zwischen 150 und 80 Tagen auf, die genauen Intervallgrenzen ändern sich etwa von Fall zu Fall. Weniger deutlich ist diese Lücke (Gap) in der 200 mb-Fläche ausgeprägt, was wohl auf die im ganzen Frequenzbereich geringen Energiedichten zurückzuführen ist. An einigen Punkten in diesem Bereich treten Peaks mit kleiner



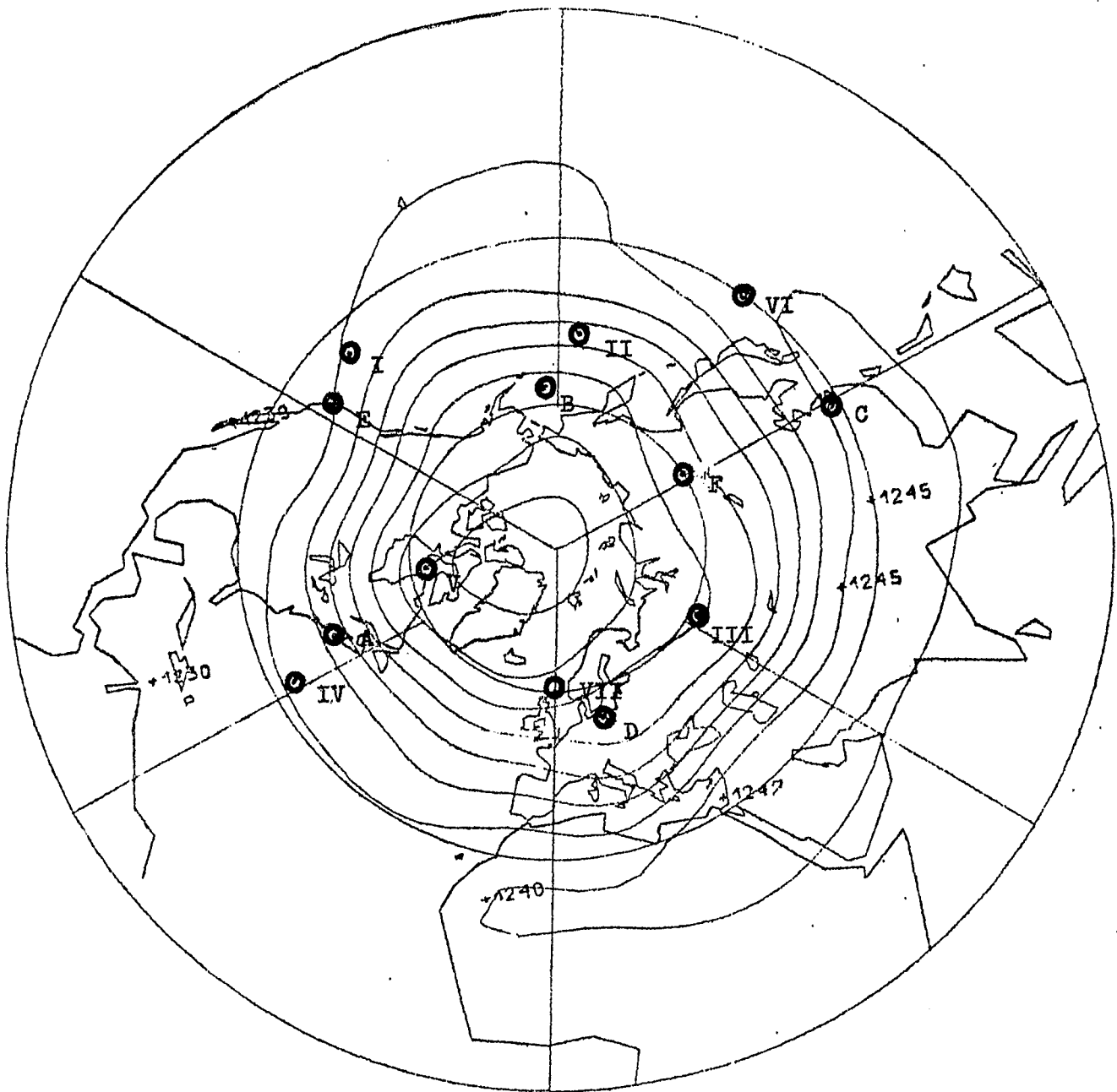
200mb

Abb. 1 Geopotentialfeld, Abstand der Isohypsen: 10 gpdm  
Januar-Mittel 1967-1976 (nach OSTHAUS, 1978)



850 mb

Abb. 2 Geopotentialfeld, Abstand der Isohypsen: 2 gpdm  
Januar-Mittel 1967-1976 (nach OSTHAUS, 1978)



200 mb

Abb. 3      Geopotentialfeld, Abstand der Isohypsen: 10 gpm  
Juli-Mittel 1967-1976 (nach OSTHAUS, 1978)

Amplitude auf, die jedoch nicht als statistisch signifikant zu bezeichnen sind. Ein Teil dieser Maxima, besonders bei Perioden von 80 bis 90 Tagen, wird wahrscheinlich nur durch die unterschiedliche Berechnung der Spektren der lang- und kurzperiodischen Intervalle hervorgerufen.

Die entsprechenden Werte für das Geopotential präsentiert die Tabelle 8. Alle Spektren der 200 und 500 mb-Niveaus zeigen einen starken Jahrespeak. Für eine Erläuterung der örtlichen Unterschiede in den Amplitudenwerten sei auf die Diskussion in Abschnitt 4.1 verwiesen.

Im 850 mb-Niveau ist der Jahrespeak weniger dominant als in der mittleren und oberen Troposphäre. An einigen Punkten tritt er überhaupt nicht auf. Durch die integrale Abhängigkeit von der Temperatur erhält man mit zunehmender Höhe größere Schwankungen des Geopotentials. In 850 mb fällt das örtliche Maximum der jährlichen Amplitude im Vergleich der 13 Punkte nicht mit jenem in 200 mb zusammen. Letzteres tritt in Punkt F ( $60^{\circ}\text{N}$ ,  $123^{\circ}\text{E}$ ) auf und ist auf den starken Einfluß des ostasiatischen Trog, im besonderen auf seine jahreszeitliche Verlagerung, zurückzuführen. In 850 mb liegt dieser Trog im Winter über dem Pazifik, also wesentlich weiter östlich als in 200 mb. Dadurch ergibt sich in diesem Niveau ein starker Jahrespeak für Punkt II ( $47^{\circ}\text{N}$ ,  $175^{\circ}\text{E}$ ), aber nicht im Spektrum von F. Eine entsprechende Verschiebung des Trog im Vergleich der Druckflächen 200 und 850 mb zeichnet sich auch über der Ostküste Nordamerikas ab. Dennoch resultiert an den in diesem Bereich untersuchten Punkten eine jährliche Welle, da die Verschiebung lediglich zu einer Verlagerung von der Trogrückseite auf die Trogvorderseite führt (siehe dazu Abb. 1 und 2).

Maxima mit halbjährlicher Periode sind in den Energiespektren des Geopotentials nicht auffindbar. In 500 und 200 mb sind in allen untersuchten Gebieten spektrale Lücken im Bereich zwischen 160 und 80 Tagen vorhanden. Entsprechend der Struktur der  $T^2$ -Spektren in 200 mb ist das Gap in 850 mb

Periode	p [mb]	A	B	C	D	E	F
[Tage]		43N, 70E	56N, 172W	35N, 118E	55N, 20E	40N, 125W	60N, 123E
	200	94 <sub>+</sub>	60 <sub>+</sub>	86 <sub>+</sub>	57 <sub>+</sub>	35 <sub>+</sub>	168 <sub>+</sub>
341	500	22 <sub>+</sub>	21 <sub>+</sub>	14 <sub>+</sub>	26 <sub>+</sub>	8 <sub>+</sub>	47 <sub>+</sub>
	850	2.8 <sub>+</sub>	3.6 <sub>+</sub>	0.7	1.5	0.1	0.8
	200	1	11	8	8	5	13
171	500	1	4	2	3	1	4
	850	0.1	0.8	0.4	0.8	0.1	0.5

Periode	p [mb]	I	II	III	IV	V	VI	VII
[Tage]		38N, 140W	47N, 175E	58N, 65E	35N, 65W	65N, 80W	30N, 150E	63N, 0
	200	25 <sub>+</sub>	88 <sub>+</sub>	83 <sub>+</sub>	38 <sub>+</sub>	108 <sub>+</sub>	33 <sub>+</sub>	48 <sub>+</sub>
341	500	6 <sub>+</sub>	21 <sub>+</sub>	20 <sub>+</sub>	11 <sub>+</sub>	36 <sub>+</sub>	9 <sub>+</sub>	13 <sub>+</sub>
	850	1.2 <sub>+</sub>	4.1 <sub>+</sub>	0.8	1.3 <sub>+</sub>	3.5 <sub>+</sub>	0.4	2.2 <sub>+</sub>
	200	1	1	1	2	3	1	3
171	500	1	1	1	1	3	1	2
	850	0.3	0.6	0.8	0.3	1.0	0.3	0.9

Tab. 8 Amplituden der Jahres- und Halbjahreswelle aus den Energiespektren des Geopotentials in  $[10^5 \text{ m}^4 \text{ sec}^{-4}]$



weniger deutlich ausgebildet. In diesem Bereich auftretende Peaks sind wiederum als nicht signifikant zu bezeichnen.

#### 6.1.2 GEOSTROPHISCHER WIND

In Tabelle 9 sind die mit der Frequenz multiplizierten Energiedichten der jährlichen und halbjährlichen Welle des  $u_g^2$ -Spektrums verzeichnet. Signifikante Jahrespeaks ergeben sich für die südlich gelegenen Punkte und sind auf die extremen Windgeschwindigkeiten im Bereich der troposphärischen Strahlströme während der Wintermonate zurückzuführen. Besonders hohe Werte werden in jenen Gebieten erreicht, über welche die mittlere Lage des Subtropenjets in den Wintermonaten hinweg verläuft (siehe dazu Tab. 10). In Punkt VI ( $30^\circ\text{N}$ ,  $150^\circ\text{E}$ ) wird dieser Effekt durch ein lokales Maximum im Windfeld des Subtropenjets, hervorgerufen durch den ostasiatischen Trog, verstärkt (dargestellt in Abb. 4). Auch Punkt C ( $35^\circ\text{N}$ ,  $118^\circ\text{E}$ ) wird durch diese Eigenheit beeinflusst. Er liegt jedoch nur im Randbereich des Extremums. Da C in etwas nördlicherer Breite als Punkt VI gelegen ist, verursacht die größere Nähe des Subtropenjets im Sommer eine Verkleinerung der Differenz zwischen Sommer- und Wintermittel (CRUTCHER, 1959).

In analoger Weise läßt sich der sehr ausgeprägte Jahrespeak in Punkt IV erklären. Auch über der Ostküste Amerikas findet man ein lokales Maximum im Strahlstromband, das jedoch nicht so hohe Geschwindigkeiten wie jenes über Ostasien aufweist (siehe Abb. 4).

Die Punkte E ( $40^\circ\text{N}$ ,  $125^\circ\text{W}$ ) und I ( $38^\circ\text{N}$ ,  $140^\circ\text{W}$ ) befinden sich nach DEFANT und MÖRTH (1978) im Winter im Bereich zwischen den beiden Strahlstromachsen (siehe Tab. 10), einem Gebiet mit einer relativ kräftigen, winterlichen Westwindzirkulation. Trotz des Einflusses des Subtropenjets in den Sommermonaten bleiben die Windgeschwindigkeiten in dieser Jahreszeit unter jenen des Winters.

Periode	p[mb]	A	B	C	D	E	F
[Tage]		43N, 70W	56N, 172W	35N, 118E	55N, 20E	40N, 125W	60N, 123E
	200	65 <sub>+</sub>	10	210 <sub>+</sub>	11	22 <sub>+</sub>	8
341	500	41 <sub>+</sub>	4	45 <sub>+</sub>	6	14 <sub>+</sub>	3
	850	5	2	2	5	5 <sub>+</sub>	2
	200	28	16	42	16	8	10
171	500	16	9	5	12	6	8
	850	5	4	2	5	1	1

Periode	p[mb]	I	II	III	IV	V	VI	VII
[Tage]		38N, 140W	47N, 175E	58N, 65E	35N, 65W	65N, 80W	30N, 150E	63N, 0
	200	43 <sub>+</sub>	11	7	210 <sub>+</sub>	3	670 <sub>+</sub>	28 <sub>+</sub>
341	500	19 <sub>+</sub>	5	5	81 <sub>+</sub>	2	175 <sub>+</sub>	13
	850	6 <sub>+</sub>	2	5	11 <sub>+</sub>	1	15 <sub>+</sub>	4
	200	18	38 <sub>+</sub>	28 <sub>+</sub>	12	11 <sub>+</sub>	17	14
171	500	11	14 <sub>+</sub>	25 <sub>+</sub>	8	11 <sub>+</sub>	13	8
	850	3	5	5	5	2	5	3

Tab.9 Amplituden der Jahres- und Halbjahreswelle aus den Energiespektren der zonalen Komponente des geostrophischen Windes in  $[m^2 sec^{-2}]$

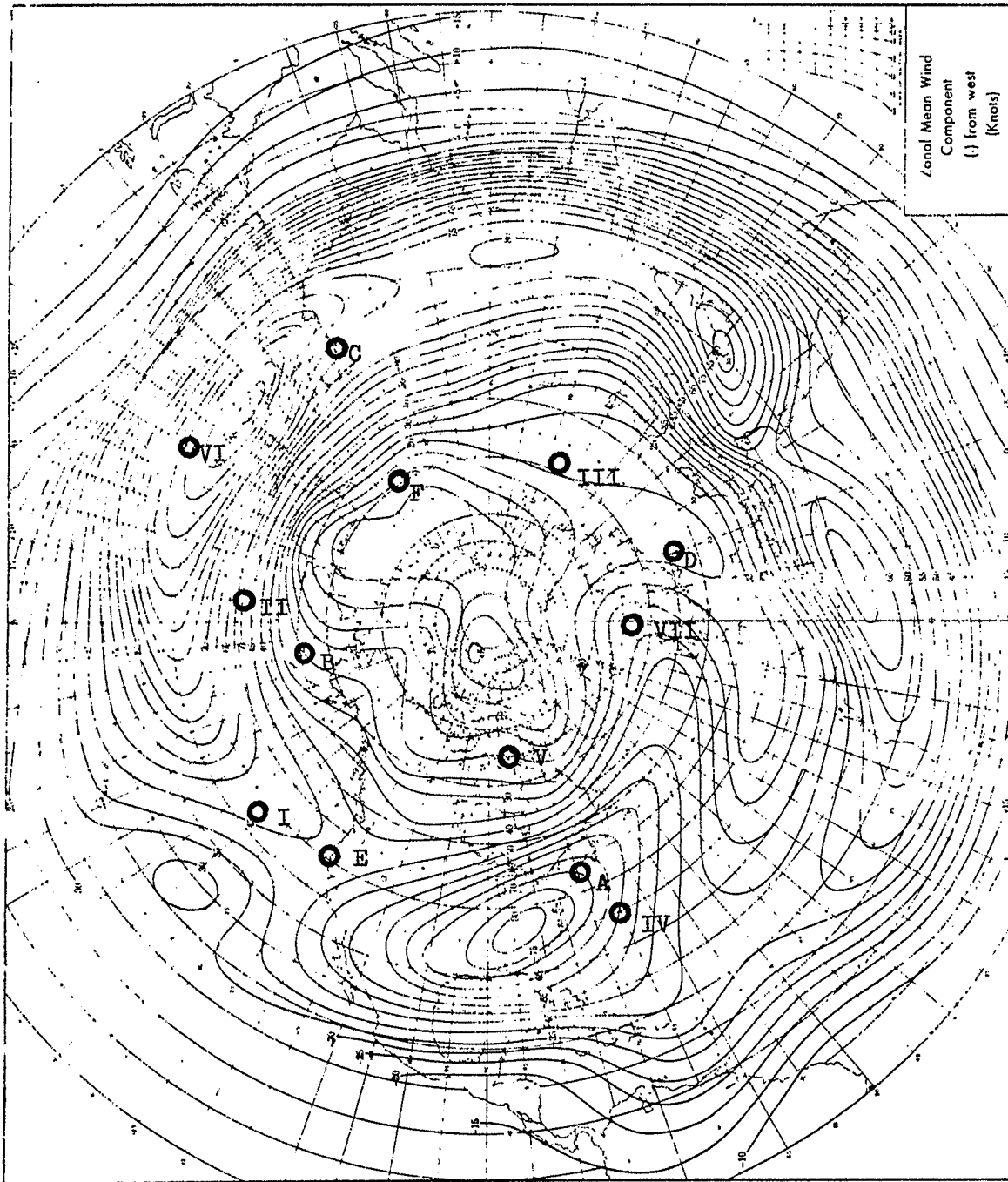


Abb. 4 Die zonale Komponente des aktuellen Windes (Knoten) in 200 mb, Nordhalbkugel, Winter (Dezember, Januar und Februar) (- Bezeichnet Westwinde) - nach CRUTCHER, 1959

	EUROPE				ASIA				PACIFIC				AMERICA				ATLANTIC			
$^{\circ}$ long.	0	20 E	40 E	60 E	80 E	100 E	120 E	140 E	160 E	180	160 W	140 W	120 W	100 W	80 W	60 W	40 W	20 W		
PJ( $^{\circ}$ N)	<u>62</u>	71	76	78	77	75	<u>73</u>	74	74	71	<u>68</u>	69	69	65	59	<u>58</u>	62	61		
SJ( $^{\circ}$ N)	41.5	<u>41</u>	45.5	46.5	46	<u>45</u>	46	47	44	40	<u>34.5</u>	40.5	45.5	46.5	42.5	43.5	45.5	44.5		
Separation	20.5	30	30.5	31.5	31	30	<u>27</u>	<u>27</u>	30	31	33.5	28.5	23.5	18.5	16.5	<u>14.5</u>	16.5	16.5		

Tab.11 Die langzeitliche mittlere Position des Polarjets und des Subtropenjets und ihr Abstand in der nördlichen Hemisphäre im Sommer (Juli)  
(nach DEFANT und MÖRTH, 1978)

	EUROPE				ASIA				PACIFIC				AMERICA				ATLANTIC			
$^{\circ}$ long.	0	20 E	40 E	60 E	80 E	100 E	120 E	140 E	160 E	180	160 W	140 W	120 W	100 W	80 W	60 W	40 N	20 W		
PJ( $^{\circ}$ lat)	54	<u>51</u>	<u>51</u>	52	50	45	40	<u>39</u>	42	48	51	52	51	46	<u>45</u>	46	53	56		
SJ( $^{\circ}$ lat)	<u>26</u>	27	28	27	<u>26</u>	27	27	29	30	29	<u>28</u>	29	30	31	31	31	30	27		
Separation	28	24	23	25	24	22	13	<u>10</u>	12	19	23	23	21	15	<u>14</u>	15	20	29		

Tab.10 Die langzeitliche mittlere Position des Polarjets und des Subtropenjets und ihr Abstand in der nördlichen Hemisphäre im Winter (Januar)  
(nach DEFANT und MÖRTH, 1978)

Auf die Lage des Polarjets ist der Jahrespeak im Spektrum des Punktes A, Boston ( $43^{\circ}\text{N}$ ,  $70^{\circ}\text{W}$ ) zurückzuführen. Darauf und auf das Auftreten eines Maximums mit halbjährlicher Periode wurde bereits in Kapitel 4.3 eingegangen.

Erstaunlicherweise tritt auch am Punkt VII, Shetland, in  $63^{\circ}\text{N}$  ein signifikanter Jahrespeak im 200 mb-Niveau auf. Die Karte der mittleren zonalen Winde im Winter (Abb. 4) zeigt über dem Atlantik von West nach Ost eine deutliche Nordwärtsverlagerung des nördlichen Zweiges des Starkwindbandes, zurückzuführen auf den Höhenrücken über dem Ostatlantik, wodurch auch über der Norwegischen See hohe Windstärken hervorgerufen werden.

In Punkt II, NO-Pazifik ( $47^{\circ}\text{N}$ ,  $175^{\circ}\text{E}$ ) tritt kein Jahrespeak, aber ein in 200 mb recht ausgeprägter Halbjahrespeak auf. Punkt II liegt im Winter, bei allgemein starker Zirkulation, lediglich am Rand des Einflußbereichs des Polarjets. Es werden daher keine extrem hohen Windstärken erreicht. In den wärmeren Jahreszeiten schwächt sich die Intensität des zonalen Westwind-Wirbels ab und gleichzeitig verlagert sich der Subtropenjet nach Norden, wodurch die Windstärken der Sommermonate ähnlich hohe Werte wie im Winter erreichen können. Für Punkt II treten so im Jahr zwei etwa gleich starke Maxima und damit eine halbjährliche Welle auf.

Im allgemeinen ist die Intensität der Zirkulation in den hohen besonders im Winter wesentlich schwächer als in den mittleren Breiten. Dadurch kann sich keine dominante jährliche Welle mit einem Maximum in der kalten Jahreszeit einstellen. Eine halbjährliche Welle könnte sich jedoch durch den zweimaligen Durchzug der mittleren Lage des Polarjets in Frühling und Herbst ergeben, unter der Voraussetzung, daß der Strahlstrom im betrachteten Gebiet einen relativ zonalen Verlauf nimmt. Auf diese Weise könnte der Halbjahrespeak in Punkt III, Ural ( $58^{\circ}\text{N}$ ,  $65^{\circ}\text{E}$ ) erklärt werden.

In  $80^{\circ}\text{W}$  wird die Breite des Punktes V von  $65^{\circ}\text{N}$  nicht durch

die monatliche Mittellage des Polarjets überschritten (siehe Tab. 10 und 11), vielmehr liegt dieser Punkt im Sommer im Wirkungsbereich des Strahlstroms. Eine halbjährliche Welle läßt sich damit durch die relativ hohen Windgeschwindigkeiten dieser Jahreszeit gegenüber Frühling und Herbst erklären.

In Punkt D, Danzig ( $55^{\circ}\text{N}$ ,  $20^{\circ}\text{E}$ ) tritt weder ein Jahres- noch ein Halbjahrespeak in Erscheinung, jedoch tritt ein ausgeprägtes Maximum, besonders in 200 mb, bei 90 Tagen auf. Eine eindeutige Begründung für eine solche vierteljährliche Welle läßt sich nicht finden. In den monatlichen Mittelkarten des Geopotentials von SCHERHAG (1969) zeigt sich jedoch, daß der sekundäre osteuropäische Trog sich stärker in Ost-Westrichtung verschiebt (siehe auch DEFANT, Ostseeartikel, 1972). Der betrachtete Punkt wechselt dadurch häufig von der Trogvorderseite auf die Rückseite und umgekehrt. Es ist möglich, daß sich durch diesen Wechsel in einzelnen Jahren vierteljährliche Schwankungen der zonalen Komponente des geostrophischen Windes entwickeln können, die - auch wenn sie in einzelnen Jahren phasenverschoben zueinander auftreten - zu einer erhöhten Amplitude im Energiespektrum führen, da durch das Spektrum die Phasenbeziehung nicht erfaßt wird. Einen gewissen Einfluß mag auch der Polarjet ausüben, dessen mittlere Lage in Frühling und Herbst über das Danziger Gebiet hinweg verläuft. Für eine genauere Untersuchung müßten monatliche Mittelkarten des zonalen Windes oder des Geopotentials für jedes einzelne Jahr im betrachteten Zeitraum herangezogen werden. Entsprechende Karten sind jedoch nicht vorhanden.

Ähnliche Überlegungen könnten auch den Peak bei 80 Tagen im Spektrum des Punktes III ( $58^{\circ}\text{N}$ ,  $65^{\circ}\text{E}$ ) erklären, dieser Punkt wird jedoch zusätzlich durch den ostasiatischen Trog beeinflusst.

Eine spektrale Lücke in der Nähe von etwa 100 Tagen tritt in den  $u_g^2$ -Spektren weniger deutlich auf als in jenen von  $T^2$  und  $\Phi^2$ . Dennoch zeigen fast alle Spektren ein breites relatives Minimum in diesem Spektralbereich. Eine deutliche

Ausnahme bildet Punkt II, NW-Pazifik ( $47^{\circ}\text{N}$ ,  $175^{\circ}\text{E}$ ), bei dem sich anstelle einer spektralen Lücke ein relatives Maximum einstellt. Die  $u_g^2$ -Spektren von B, Beringsee ( $56^{\circ}\text{N}$ ,  $172^{\circ}\text{W}$ ) zeigen einen gleichmäßigen Anstieg von der größten erfaßten Periode von 512 Tagen bis zu etwa 30 Tagen.

Die Amplituden der jährlichen und halbjährlichen Perioden der Spektren des meridionalen geostrophischen Windes sind in Tabelle 10 zusammengestellt. Peaks treten im Gegensatz zu den  $u_g^2$ -Spektren im langperiodischen Bereich nur an wenigen Punkten auf. Als eindeutig signifikant ist nur der Jahrespeak in 200 mb für Punkt II, NW-Pazifik zu werten. Diese Stelle liegt im Winter auf der Vorderseite des ostasiatischen Trog, so daß der geostrophische Wind eine relativ starke meridionale Komponente besitzt (siehe Abb. 1). Im Sommer (Abb. 3) bildet sich ein Trog über dem Pazifik aus, in welchem der Punkt II eine zentrale Lage einnimmt, mit einer überwiegend zonal ausgerichteten Zirkulation. Verstärkt durch die allgemeine Abnahme der mittleren Windstärken vom Winter zum Sommer kann sich eine jährliche Welle ausbilden. Der gleiche Effekt spielt auch in Punkt B, Beringsee ( $56^{\circ}\text{N}$ ,  $172^{\circ}\text{W}$ ) eine Rolle. Im Gegensatz dazu bleibt der Trog über dem amerikanischen Kontinent sowohl im Winter als auch im Sommer, wenn auch in abgeschwächter Form, bestehen: In den Punkten A, Boston ( $43^{\circ}\text{N}$ ,  $70^{\circ}\text{W}$ ) und VI, W-Atlantik ( $35^{\circ}\text{N}$ ,  $65^{\circ}\text{W}$ ) herrscht in beiden Jahreszeiten eine zonale Strömung vor.

Die Halbjahrespeaks in den Punkten III, Ural ( $58^{\circ}\text{N}$ ,  $65^{\circ}\text{E}$ ) und VII, Shetland ( $63^{\circ}\text{N}$ ,  $0^{\circ}$ ) können auf Grund ihres Auftauchens in allen drei Niveaus als statistisch abgesichert angesehen werden. An sich sind diese Spitzen nicht als signifikant zu bezeichnen. Zieht man aber zur Interpretation die mittleren Felder der geopotentiellen Höhe für jeden Januar, April, Juli und Oktober des Zeitraumes 1967-1976 (SPETH, 1978) heran, so zeigt sich, daß im Gebiet von Punkt VII in mehreren Jahren folgender Zyklus dominiert: Im Januar stellt sich über dem Ost-Atlantik ein Rücken ein, an dessen Ostflanke Punkt III liegt. Die meridionale Komponente des Windes ist also

Periode [Tage]	p[mb]	A 43N, 70W	B 56N, 172W	C 35N, 118E	D 55N, 20E	E 40N, 125W	F 60N, 123E
	200	6	15	3	16	24	2
341	500	3	3	5	6	11	3
	850	1	1	2	2	3	2
	200	4	5	5	12	28	2
171	500	4	4	2	7	13	2
	850	1	3	1	4	2	1

Periode [Tage]	p[mb]	I 38N, 140W	II 47N, 175E	III 58N, 65E	IV 35N, 65W	V 65N, 80W	VI 30N, 150E	VII 63N, 0
	200	2	31 <sub>+</sub>	2	4	1	12	7
341	500	3	8	3	1	1	2	3
	850	3	1	1	1	1	2	1
	200	6	10	20	2	3	9	20
171	500	5	6	13	2	1	4	15
	850	3	2	3	1	1	1	7

Tab. 12 Amplituden der Jahres- und Halbjahreswelle aus den Energiespektren der meridionalen Komponente des geostrophischen Windes in  $[m^2 sec^{-2}]$



relativ groß. Bis zum Juli bildet sich dann über dem gleichen Bereich ein Trog aus, was wiederum ein großes  $v_g$  bewirkt. Im April und im Oktober ist die Strömung hingegen überwiegend mehr zonal ausgerichtet. Ein ähnlicher Zyklus, der ebenfalls nur in einzelnen Jahren deutlich hervortritt, der jedoch um  $180^\circ$  phasenverschoben ist (im Sommer: Rücken, im Winter: Trog), stellt eine mögliche Erklärung für den Halbjahrespeak am Punkt III dar.

Dem Halbjahrespeak in E, San Francisco ( $40^\circ\text{N}$ ,  $125^\circ\text{W}$ ) ist keine statistische Bedeutung zuzumessen, da sich die Maxima in den unteren Niveaus zu höheren Frequenzen verschieben.

Die Energiespektren von Punkt I, NO-Pazifik ( $38^\circ\text{N}$ ,  $140^\circ\text{W}$ ) weisen alle einen deutlichen Peak bei etwa 120 Tagen, also eine dritteljährliche Periode, auf. Zu ihrer Erklärung müßten die Mittelkarten aller Monate für jedes einzelne Jahr herangezogen werden, es stehen aber nur die oben erwähnten Analysen zur Verfügung.

Da die Amplituden der Energiespektren von  $v_g$  in den meisten Fällen im gesamten langperiodischen Bereich nur geringe Werte aufweisen, ist es nicht sinnvoll, hier den Begriff 'spektrale Lücke' zu verwenden.

## 6.2 DIE STRUKTUR DER ENERGIESPEKTREN IM KURZPERIODISCHEN BEREICH

Bei der Interpretation der Energiespektren im kurzperiodischen Bereich werden die Punkte in Gebieten mit vergleichbarer großräumiger Struktur in der Troposphäre in einzelnen Unterabschnitten behandelt, um einen Vergleich zu erleichtern und um eine grobe Unterteilung der Spektralformen zu ermöglichen. Es scheint bei dieser Einordnung sinnvoll zu sein, von der Lage der Punkte bezüglich von Trögen bzw. Rücken des Geopotentialfeldes in der mittleren und oberen Troposphäre auszugehen.

Es sei an dieser Stelle nochmals auf die Ausführungen zur generellen Struktur der Spektren im kurzperiodischen Bereich in Abschnitt 4.1 hingewiesen.

6.2.1 PUNKT D, DANZIG ( $55^{\circ}\text{N}$ ,  $20^{\circ}\text{E}$ ) UND PUNKT III,  
URAL ( $58^{\circ}\text{N}$ ,  $65^{\circ}\text{E}$ )

Beide Punkte liegen im Einflußbereich des sekundären Trogos über dem osteuropäischen Kontinent (s. Abb. 1 und 2). Die Ergebnisse der Spektralanalyse sind in Fig. 26 und Fig. 27 abgebildet.

In den  $T^2$ -Spektren der beiden unteren Niveaus von Punkt III (Ural) ist die Energie relativ gleichmäßig über dem betrachteten Periodenbereich verteilt, während sich in 200 mb ein deutliches Maximum bei etwa 15 Tagen abzeichnet. Die Analyse des Geopotentials zeigt in allen drei Druckflächen ein breites Plateau mit großer Energiedichte im Intervall zwischen 15 und 50 Tagen. Nach dieser Darstellung reicht es sogar bis zu 90 Tagen, ist hier jedoch statistisch nicht mehr abgesichert.

Auch das  $u_g^2$ -Spektrum weist keine ausgeprägten Peaks auf. Die höchsten Amplituden werden bei ca. 10 Tagen erreicht. Für die Periodenintervalle der ROSSBY-Wellen und zyklonalen Störungen zeichnen sich keine signifikanten Maxima ab. Im Gegensatz dazu treten im Spektrum der  $v_g$ -Komponente signifikante Peaks bei 5 Tagen auf. Besonders hohe Werte werden auch bei etwa 10 und 20 Tagen erreicht.

Die Darstellungen für Punkt D (Danzig) (siehe Fig. 27) zeigen recht ähnliche Ergebnisse. Ein wesentlicher Unterschied zeigt sich lediglich in einer Verschiebung der Maxima des  $T^2$ -Spektrums in 200 mb und der  $u_g^2$ -Spektren hin zu höheren Perioden von etwa 30 Tagen. In der Analyse des meridionalen Windes werden die höchsten Werte jedoch wiederum bei etwa 20 Tagen erreicht. Signifikante Peaks zeichnen sich auch bei 10 Tagen ab.

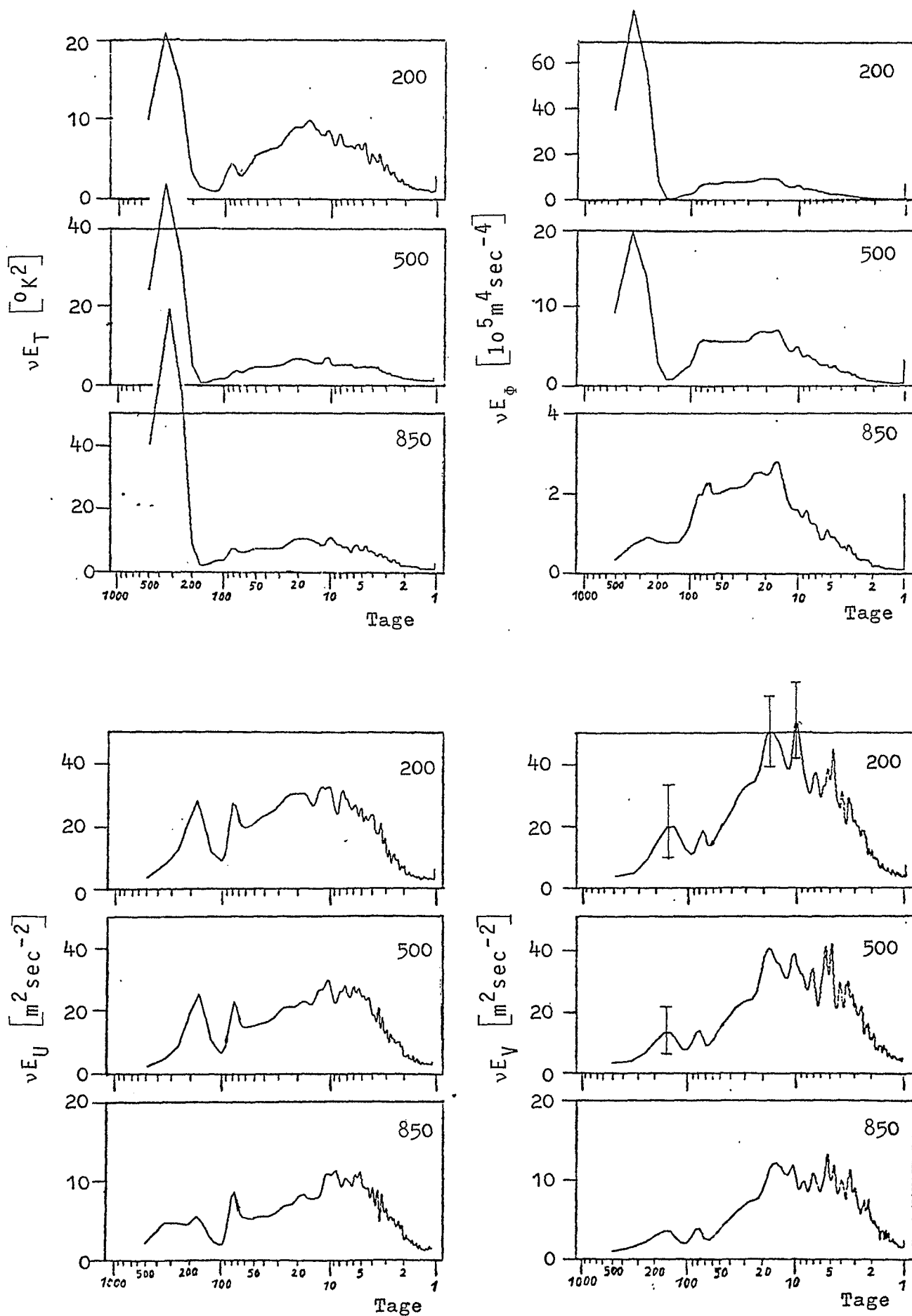


Fig. 26 Die Energiespektren der Temperatur, des Geopotentials, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.

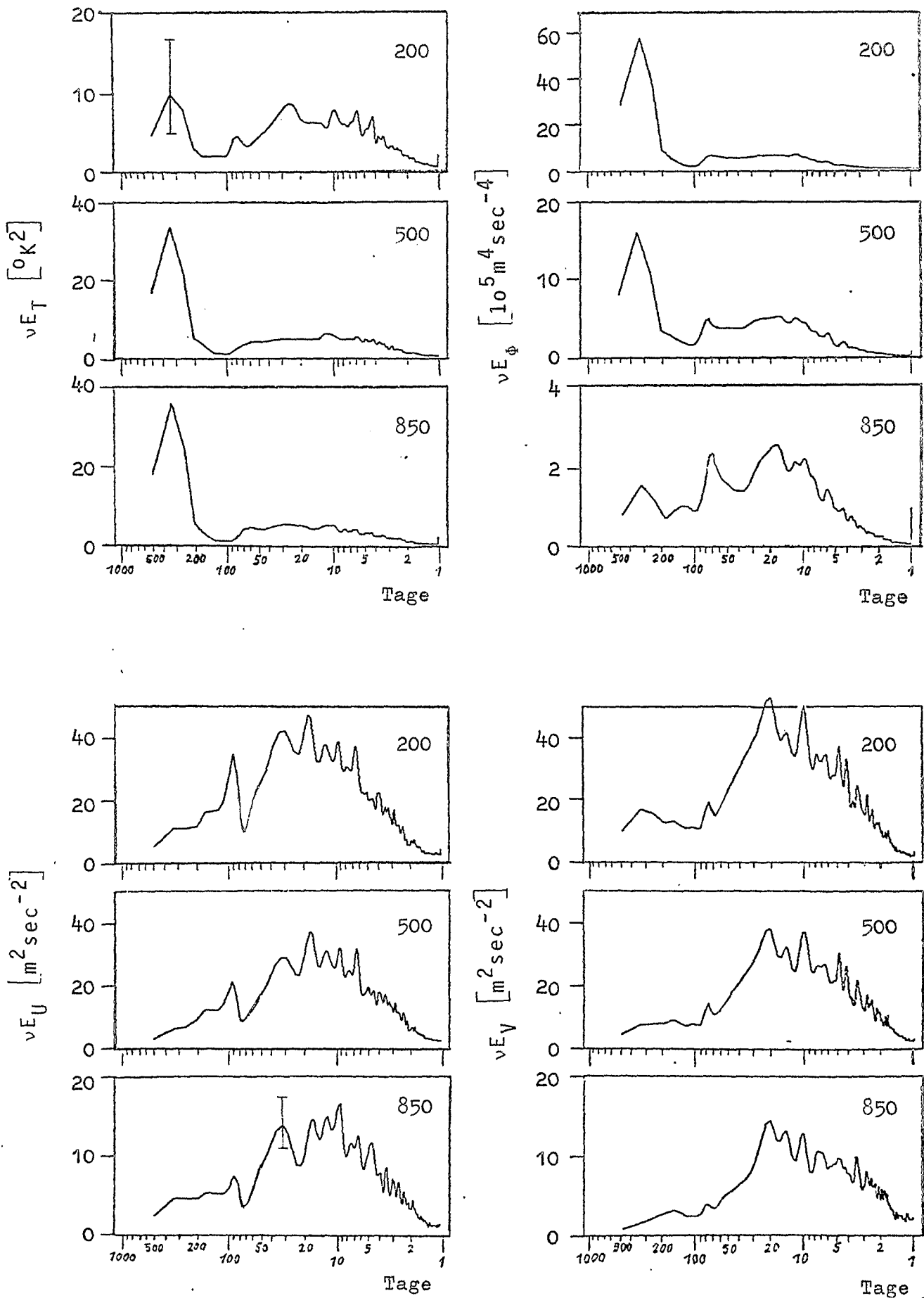


Fig. 27 Die Energiespektren der Temperatur, des Geopotentials, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.

Die hohen Energiedichten im Bereich von 10 bis 30 Tagen können durch folgende Umstände hervorgerufen werden: Zum einen durch zeitweise Ausbrüche von arktischer Luft nach Süden, die über Skandinavien hinweg stattfinden und im Bereich des osteuropäischen Trogos bis ins westliche Sibirien vordringen und die Zirkulation der betrachteten Gebiete beeinflussen können. Zum anderen wirken sich die Blocking-Highs aus, die sich über dem europäischen Rußland, aber auch im Bereich des Baltikums aufbauen. Dabei wird die Verlagerung des Trogos über Osteuropa und seine zeitweilige Vertiefung bzw. Abschwächung eine Rolle spielen. Es ist jedoch unmöglich zu sagen, welcher dieser Faktoren welcher Periode zuzuordnen ist. Die Periodizität solcher Vorgänge ist nur wenig untersucht worden.

6.2.2 PUNKT F, SIBIRIEN ( $60^{\circ}\text{N}$ ,  $123^{\circ}\text{E}$ ) UND PUNKT V,  
HUDSON-BAY ( $65^{\circ}\text{N}$ ,  $80^{\circ}\text{W}$ )

Die beiden jetzt zur Diskussion stehenden Punkte liegen in den zentralen Bereichen der stark entwickelten winterlichen primären Tröge über den Ostküsten von Nordamerika und Asien, bei in etwa gleicher Breitenlage (siehe Abb. 1). Beide Gebiete zeichnen sich durch eine hohe Kontinentalität aus, extreme Werte werden in Sibirien durch das Mongolische Winterhoch erreicht. Die Ergebnisse der Spektralanalyse für diese Stellen sind in Fig. 28 und Fig. 29 abgebildet.

Durch die extrem hohen Werte der Jahrespeaks in Punkt F (Sibirien) lassen sich keine Einzelheiten in den kurzperiodischen  $T^2$ - und  $\phi^2$ -Spektren in 850 und 500 bzw. 500 und 200 mb mehr erkennen, der Verlauf ist äußerst flach. Aber auch die  $T^2$ -Analyse in 200 mb zeigt eine gleichmäßige Verteilung ohne ein ausgeprägtes Maximum. Das  $\phi^2$ -Spektrum in 850 mb weist hohe Werte bei 15 bis 20 Tagen auf, jedoch keine signifikanten Peaks. Auffallend ist die rapide Abnahme der Energie von etwa 12-13 Tagen angefangen bis hin zu den niedrigeren Perioden. Diese Eigenschaft läßt sich auch in den Abbildungen der beiden oberen Niveaus erahnen.

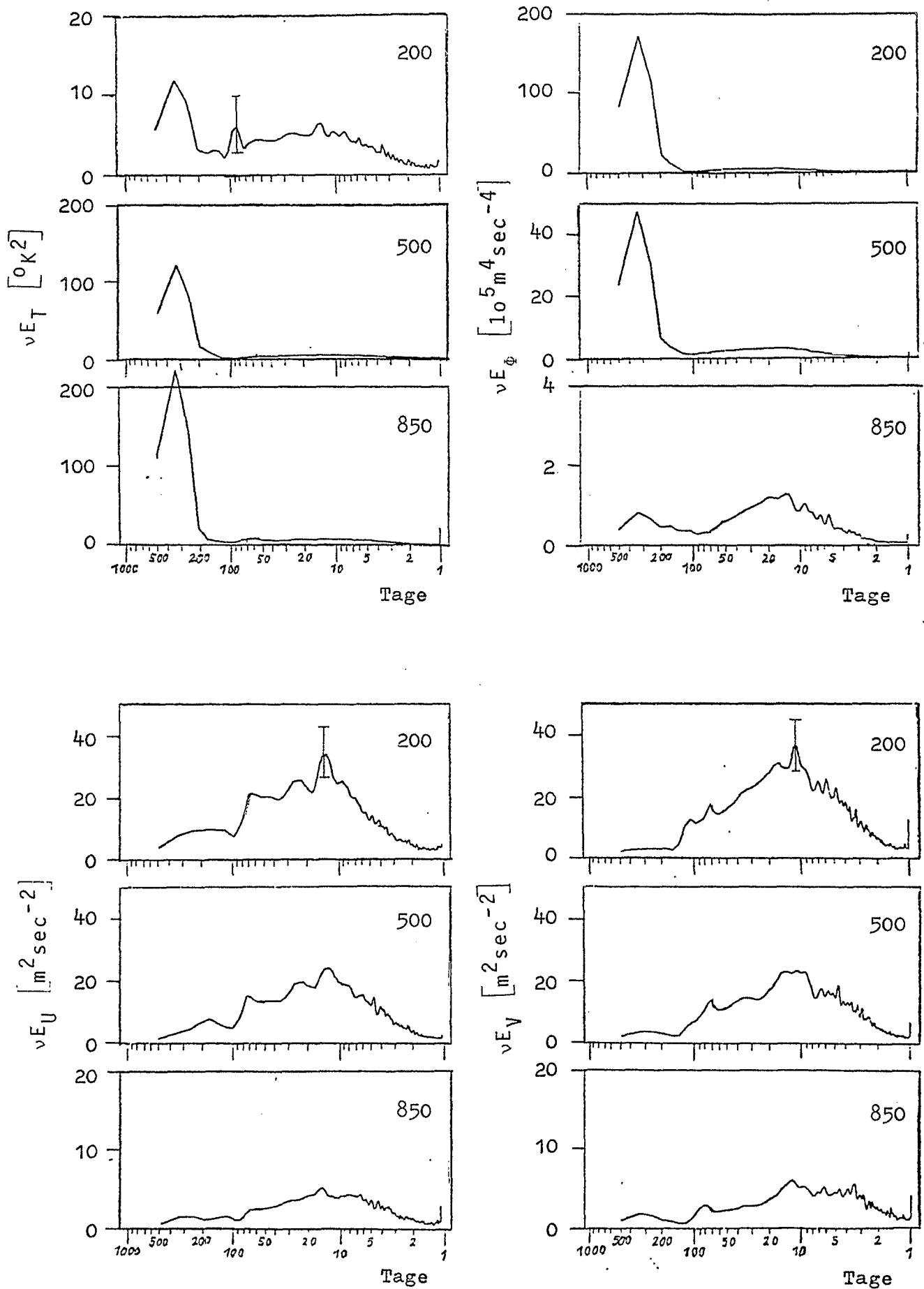


Fig. 28 Die Energiespektren der Temperatur, des Geopotentials, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.

In der spektralen Darstellung der Geschwindigkeitskomponenten treten in 200 und 500 mb Peaks bei etwa 12 Tagen auf. Diese Erscheinung ist wahrscheinlich auf Blocking-Antizyklonen zurückzuführen, die sich besonders häufig im Winter über den Ob- und Jennisey-Becken entwickeln. Auch in diesen Abbildungen fällt hinsichtlich des Vergleichs mit Punkt III, Ural ( $58^{\circ}\text{N}$ ,  $20^{\circ}\text{E}$ ) die rasche Abnahme der Energiedichte zu kleineren Perioden auf. Signifikante Peaks im Bereich von ROSSBY-Wellen und zyklonalen Störungen treten in den Windspektren von F nicht in Erscheinung. Dies ist auf die winterliche Dominanz von Hochdruckzellen über Eurasien zurückzuführen. Durch diese Hochdruckgebilde wird die Bahn der Zyklonen, die an die arktische Front gekoppelt sind, weit nach Norden an die Peripherie der Landmassen gedrängt, während die Störungen der Polarfront weit nach Süden verlagert werden, so daß sie das betrachtete Gebiet nur selten beeinflussen. Im Sommer, nach Abbau des winterlichen kontinentalen Hochs, nimmt die Anzahl der Zyklonendurchgänge zwar zu, ihre Periodizität, falls vorhanden, kann sich jedoch in der Spektralanalyse, die den ganzen Jahreszeitraum umfaßt, nicht durchsetzen (siehe dazu Abb. 5 und 6).

Die Spektren von Punkt V (Hudson-Bay) zeigen eine ähnlich ausgeglichene Form wie für F. Auffallend ist in den Analysen der Komponenten des geostrophischen Windes ein Peak bei 9 Tagen, der durch sein Auftreten in allen sechs Abbildungen als signifikant bezeichnet werden kann. Diese Maxima sind wahrscheinlich auf Warm- bzw. Kaltluftvorstöße zurückzuführen, die über Kanada besonders intensiv auftreten. Da beide extremen Luftmassenarten in Betracht kommen, muß sich im Temperaturspektrum nicht notwendigerweise ein Maximum bei der gleichen Periode ausbilden.

Ebenfalls hohe Werte finden sich bei 15 bzw. 16 Tagen. Entsprechende Strukturen tauchen im Cospektrum des Transportes von Drehimpuls in Punkt V bei signifikanter Kohärenz und einer Phasenverschiebung von etwa  $180^{\circ}$  auf. Eine plausible Erklärung dieser Zusammenhänge wären Indexschwankungen, vielleicht auch Blocking-Effekte.

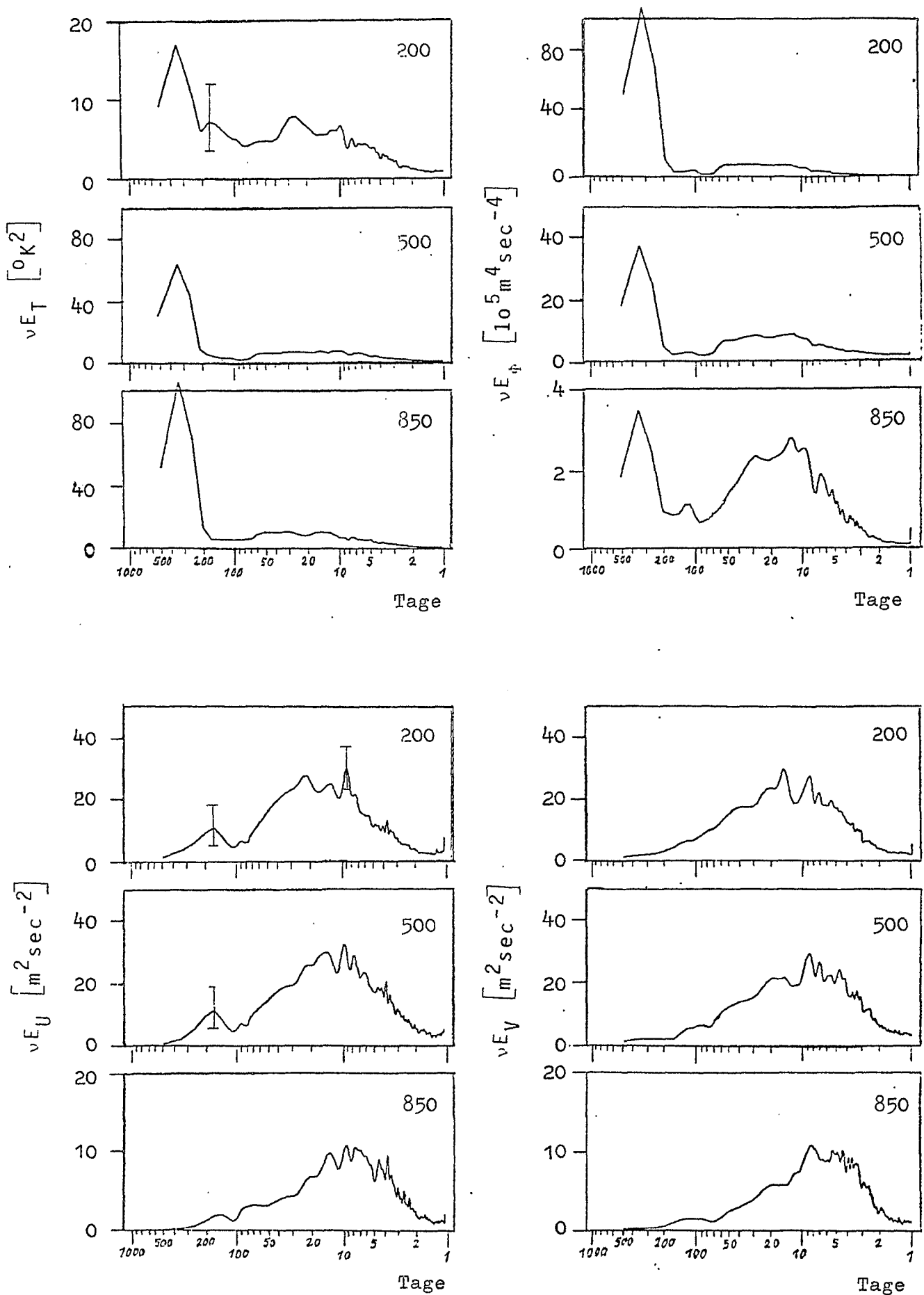


Fig. 29 Die Energiespektren der Temperatur, des Geopotentials, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.



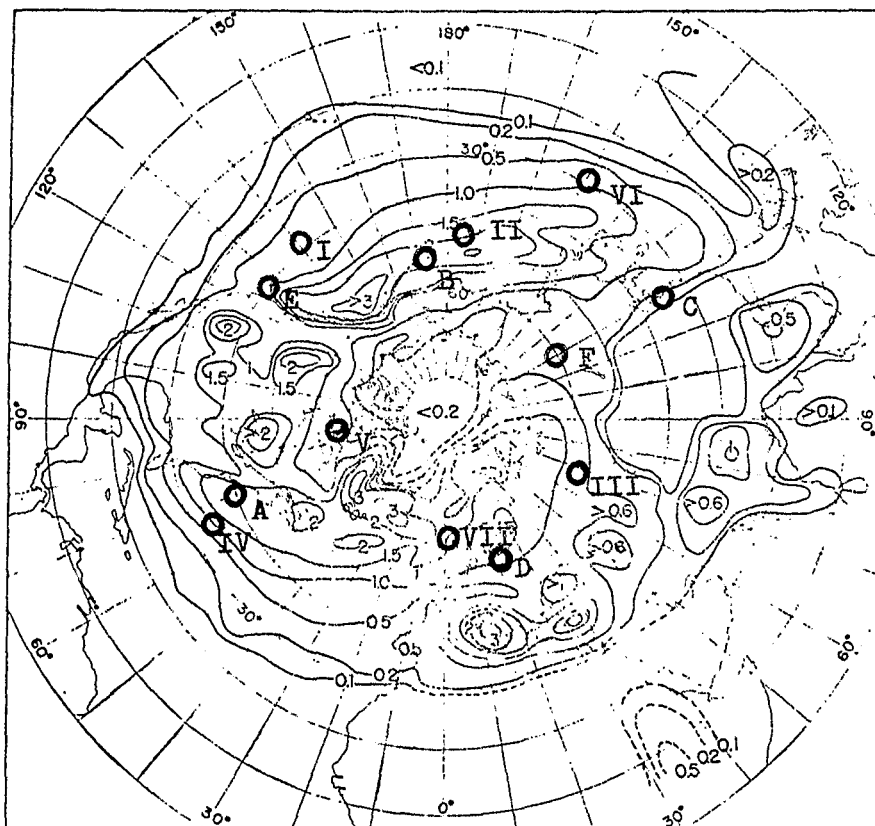


Abb. 5 Prozentuale Frequenz der Zyklonenzentren in Quadraten von  $100\,000\text{ km}^2$  im Winter (1899 bis 1939) (nach PETTERSEN, 1956)

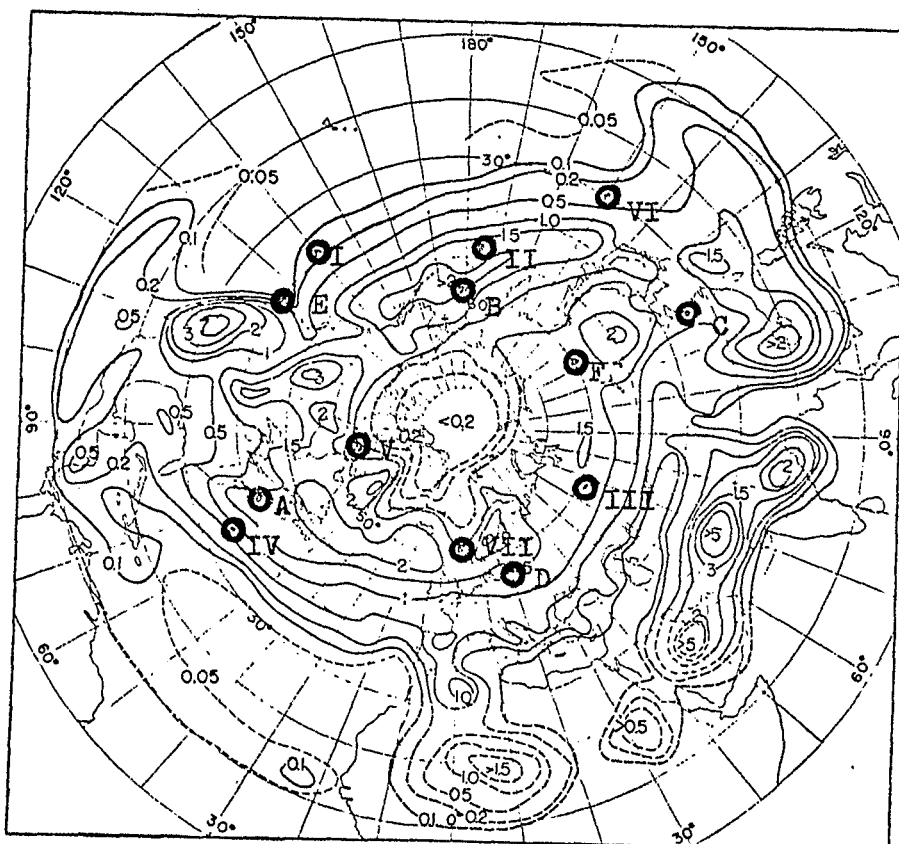


Abb. 6 Prozentuale Frequenz der Zyklonenzentren in Quadraten von  $100\,000\text{ km}^2$  im Sommer (1899 bis 1939) (nach PETTERSEN, 1956)

6.2.3 PUNKT A, BOSTON ( $43^{\circ}\text{N}$ ,  $70^{\circ}\text{W}$ ) UND PUNKT II,  
NW-PAZIFIK ( $47^{\circ}\text{N}$ ,  $175^{\circ}\text{E}$ )

Die Ergebnisse der Spektralanalyse für diese beiden Punkte sind in Fig. 30 und Fig. 31 abgebildet. Beide Gebiete liegen im Winter auf den Vorderseiten (Westflanken) der stark ausgebildeten Tröge über der Ostküste Nordamerikas bzw. Ostasiens, in etwa gleicher Breitenlage. Während der amerikanische Trog - wie schon vorstehend erwähnt - im Sommer, wenn auch in abgeschwächter Form, erhalten bleibt, gerät Punkt II (NW-Pazifik) unter den Einfluß eines Hochdruckrückens (siehe Abb. 1 und 3).

Im Gegensatz zu den im letzten Abschnitt behandelten Energiespektren zeigen diese Darstellungen eine große Anzahl einzelner Peaks in den Analysen der zonalen und meridionalen Komponente des geostrophischen Windes. Die Spektren des Punktes A wurden bereits in Abschnitt 4 eingehend diskutiert. Hier wird daher nur nochmals auf die extrem hohen Energiedichten bei 9 Tagen für  $u_g$  und die extrem hohen Amplituden im ROSSBY- und Zyklonenbereich für  $v_g$  hingewiesen.

Die Analysen des meridionalen Windes für die Punkte A und II haben eine sehr ähnliche Struktur. Auch in II treten die Maxima bei sehr kleinen Perioden, bei ungefähr 4 Tagen, auf. Die erreichten Amplitudenwerte sind jedoch lange nicht so hoch wie in A, obwohl die Zyklonenaktivität im Winter über dem untersuchten Gebiet des Nordwestpazifiks lebhafter ist als über der Westküste Amerikas (siehe dazu die Abb. 5 und 6). Zum Sommer geht die Frequenz der vorüberziehenden Zyklonen, wahrscheinlich durch die Ausbildung des oben erwähnten Höhenrückens, zurück, während sie in A nahezu unverändert andauert. In Punkt II tritt also bei jährlicher Betrachtung eine Frequenzverschiebung auf, wodurch die Energie dieser Wellen über einen breiteren Periodenbereich verteilt wird.

Sowohl im  $u_g^2$ - als auch im  $v_g^2$ -Spektrum treten Peaks bei etwa 10 Tagen auf. Sie sind allerdings weniger dominant als

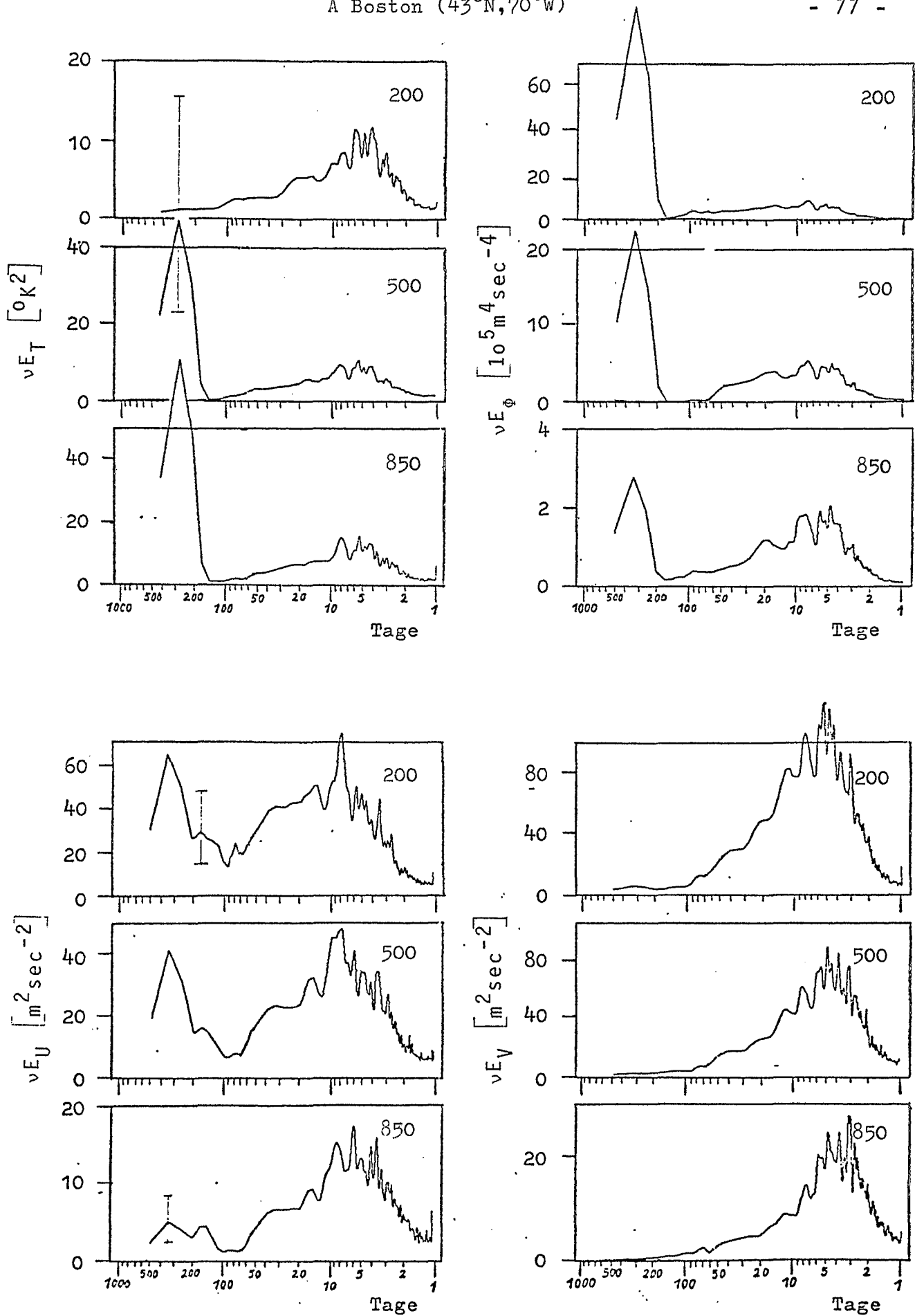


Fig. 30 Die Energiespektren der Temperatur, des Geopotentials, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.

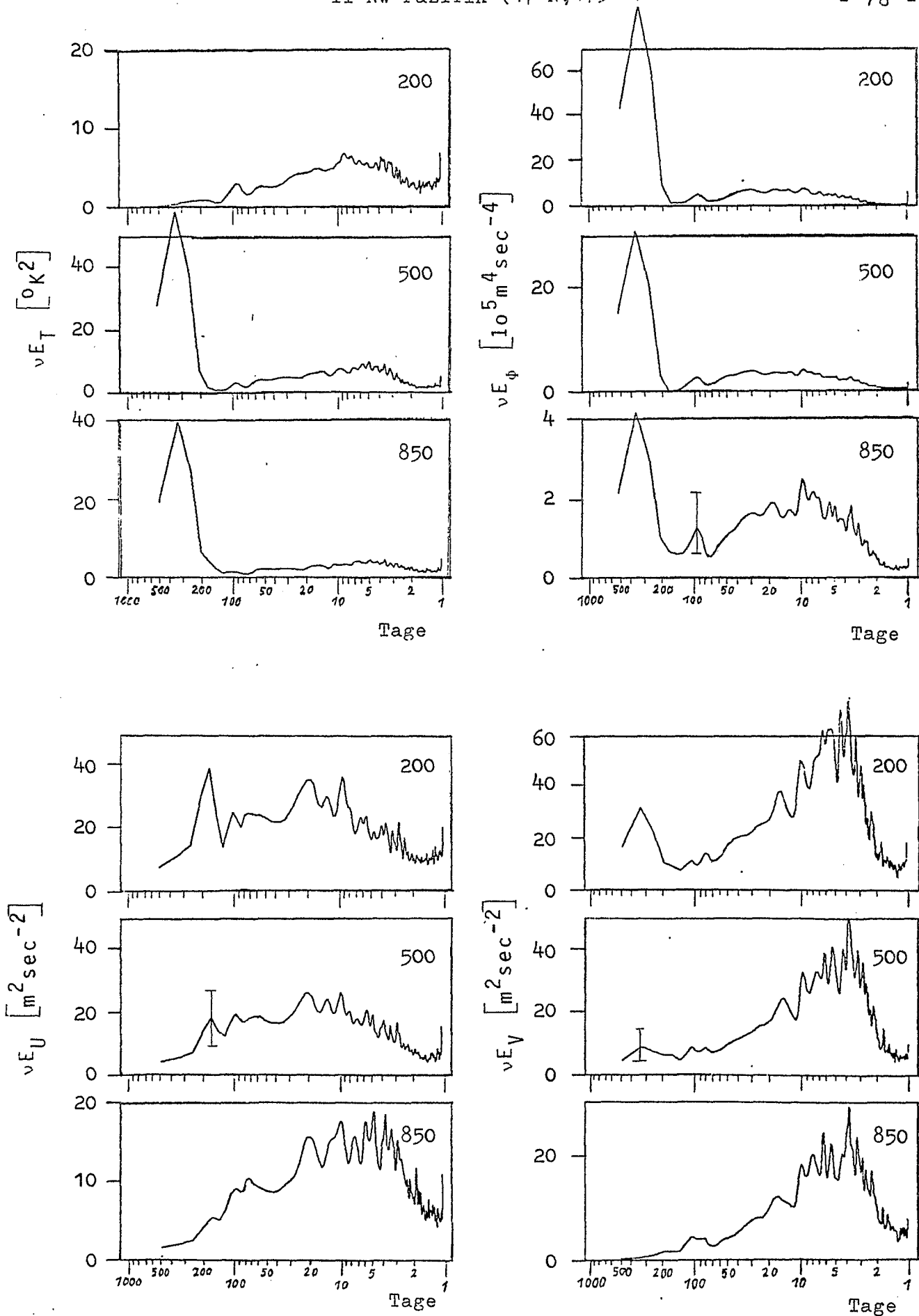


Fig. 31 Die Energiespektren der Temperatur, des Geopotentials, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.

in der Analyse der zonalen Winde für Punkt A bei Perioden von ca. 9 Tagen. In den  $u_g$ -Abbildungen für das Gebiet im NW-Pazifik zeichnen sich Maxima bei 20 Tagen ab, in den Darstellungen von  $v_g$  bei 15 Tagen. Wegen der unterschiedlichen Periodenlagen können diese Strukturen weder durch Indexschwankungen noch durch Blocking Highs erklärt werden. Auch die Cospektren von  $u_g$  und  $v_g$  (s. PERKUHN) geben keinen Aufschluß, da sie in diesem Periodenbereich nicht kohärent sind.

Die Ergebnisse der Spektralanalysen für die in diesem Abschnitt betrachteten Punkte zeichnen sich gegenüber allen anderen untersuchten Gebieten durch die Konzentration der hohen Energiedichten des  $v_g^2$ -Spektrums im Periodenbereich von 10 bis 2 Tagen aus.

#### 6.2.4 PUNKT C, O-CHINA ( $35^{\circ}\text{N}$ , $118^{\circ}\text{E}$ ), PUNKT IV, W-ATLANTIK ( $35^{\circ}\text{N}$ , $65^{\circ}\text{W}$ ), PUNKT VI, W-PAZIFIK ( $30^{\circ}\text{N}$ , $150^{\circ}\text{E}$ )

In diesem Abschnitt werden die Ergebnisse für drei Punkte zusammengefaßt, die unter den 13 gewählten Gitterpunkten die südlichsten Lagen aufweisen. Alle drei Gebiete zeichnen sich durch eine im Wintermittel überwiegend zonale intensive Zirkulation aus. Die Spektren sind in Fig. 32 bis Fig. 34 abgebildet. Diese spektralen Darstellungen unterscheiden sich von jenen an den bisher erläuterten Punkten durch gleichförmige Verteilungen der kurzperiodischen Energiedichten von Temperatur und Geopotential in allen Druckflächen mit sehr kleinen Werten. Minimale Temperaturamplituden ergeben sich für den W-Pazifik und den W-Atlantik. (Die Skalenhöhe der Temperaturspektren in 850 und 500 mb ist für Punkt C zweimal so hoch wie für IV und VI !)

Durch die extrem hohen Energiedichten der Jahrespeaks der zonalen Winde kommt die kurzperiodische Struktur der Spektren kaum zum Tragen. Im Gegensatz zu den bisher besprochenen Ergebnissen existiert in den  $u_g$ -Analysen kein wesentliches Maximum im kurzperiodischen Bereich, das in allen drei Niveaus deutlich hervortritt. In der mittleren Tro-

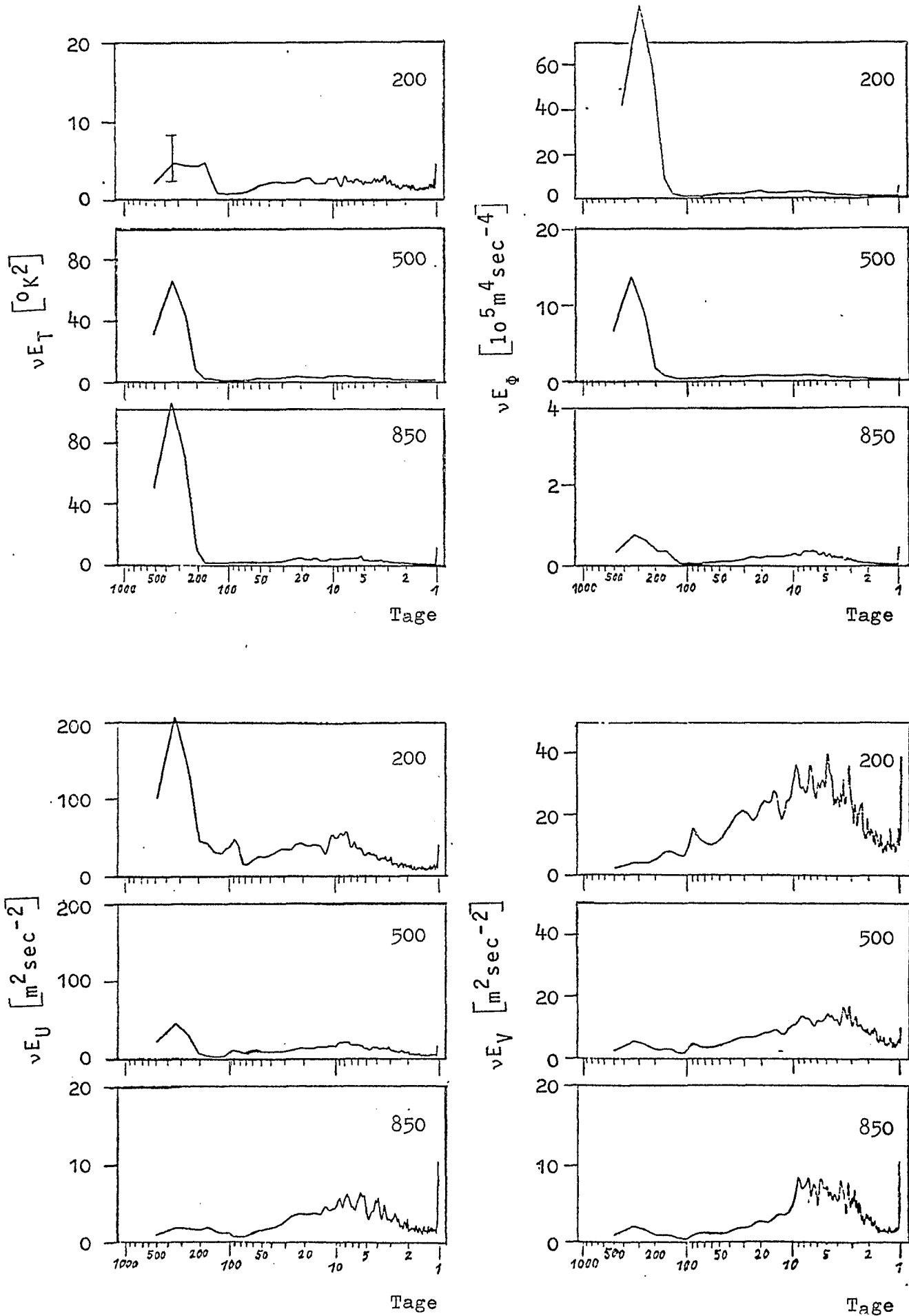


Fig. 32 Die Energiespektren der Temperatur, des Geopotentials, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.

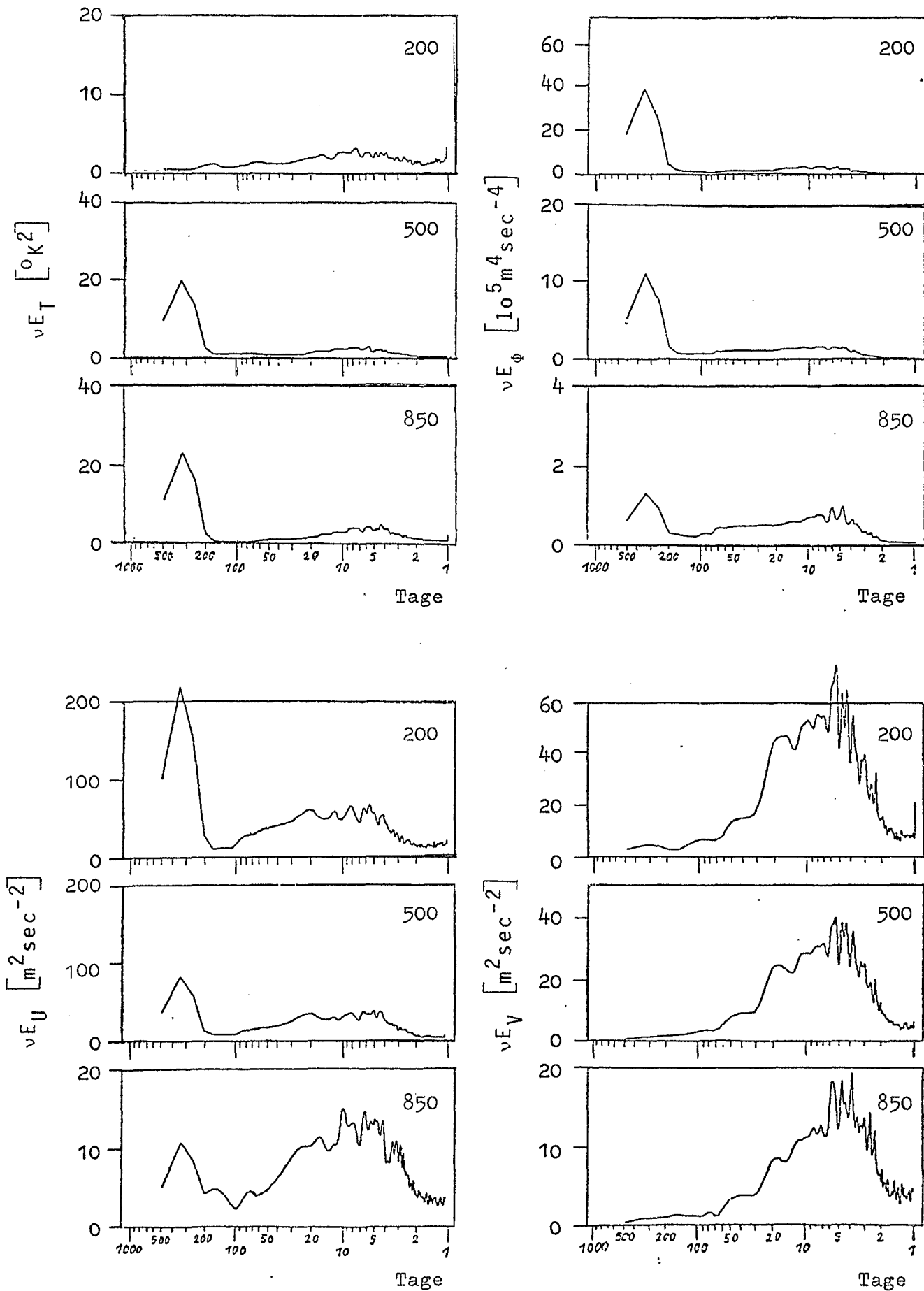


Fig. 33 Die Energiespektren der Temperatur, des Geopotentials, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.

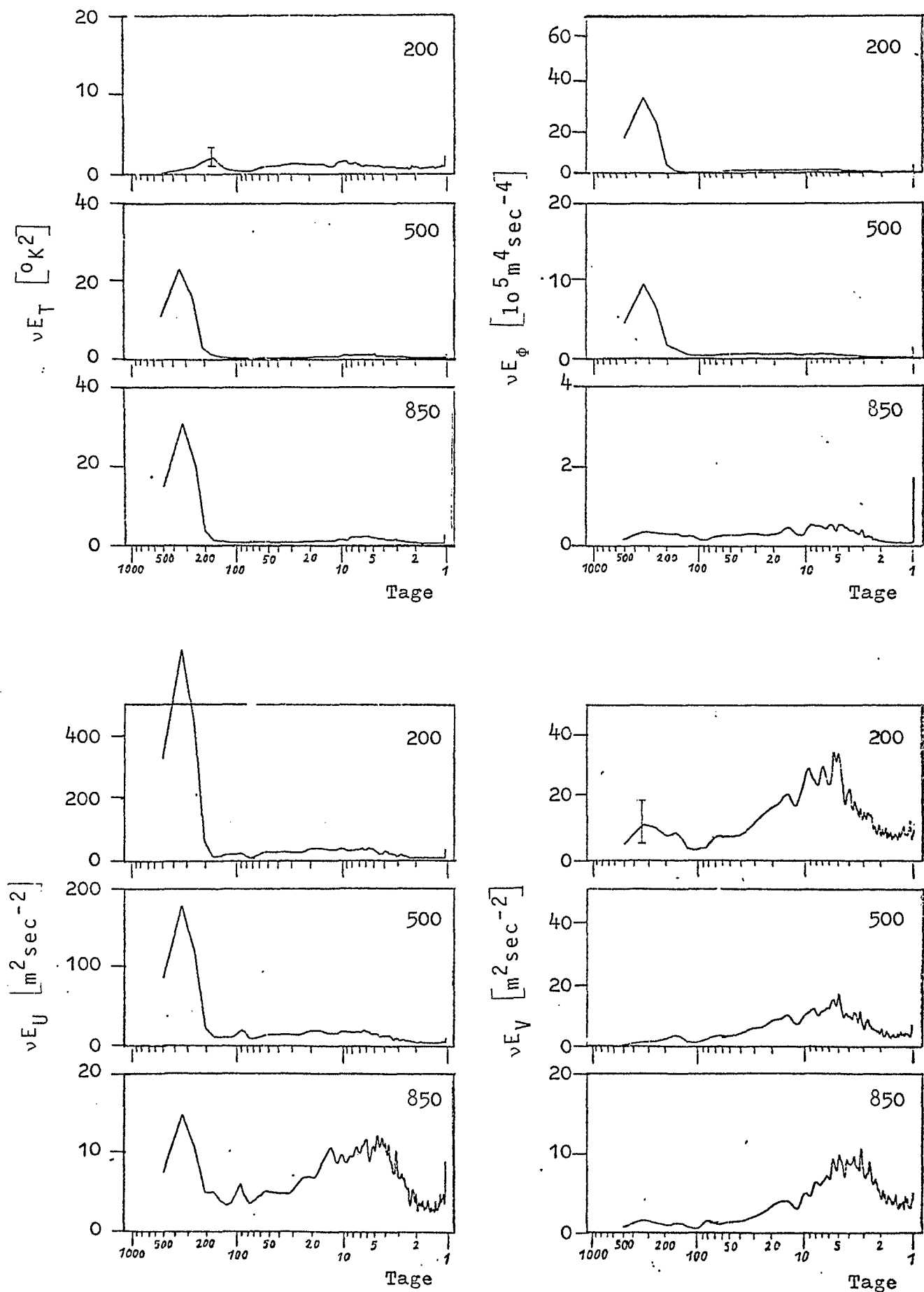


Fig. 34 Die Energiespektren der Temperatur, des Geopotentials, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.



osphäre und in Tropopausennähe zeigen die Spektren einen mehr gleichförmigen Verlauf. Im unteren Niveau (850 mb) werden maximale Werte jeweils im Periodenbereich zwischen 12 und 14 Tagen erreicht.

In den Spektren des meridionalen Windes der Punkte VI und C treten keine signifikanten Maxima bzw. Peaks auf. Die höchsten Amplituden erhält man im Intervall von 3 bis 10 Tagen. Auffallend ist der starke Abstieg der Energiedichte im 850 mb-Niveau des Punktes C bei 10 Tagen.

Im Gegensatz dazu zeigt die Analyse von  $v_g$  im Gebiet IV eine deutlich andere Struktur. An ein Plateau mit relativ hohen Energiedichten zwischen 25 und ca. 7 Tagen schließen sich in allen Niveaus drei gut ausgebildete Peaks bei etwa 6,5 und 4 Tagen an, deren Amplituden in den beiden oberen Druckflächen mit abnehmender Periode abnehmen, aber in 850 mb weiter zunehmen. Dieses Verhalten weist auf den häufigen Durchgang von durch Zyklonenstörungen modifizierten ROSSBY-Wellen hin. Da die Entwicklung der Störungen von Wellen ins Wirbelstadium in diesen Gebieten im allgemeinen noch nicht weit fortgeschritten ist, ist der auf sie zurückzuführende Amplitudenanteil in 850 mb am größten. Die unterschiedliche Struktur dieser Spektren gegenüber den Ergebnissen von VI und C lassen sich einer sowohl im Sommer als auch im Winter intensiveren Zyklonentätigkeit im W-Atlantik zuschreiben (im Einklang mit den Resultaten von PETERSEN, 1950, Abb. 5 und 6).

#### 6.2.5 PUNKT E, SAN FRANCISCO ( $40^{\circ}\text{N}$ , $125^{\circ}\text{W}$ ) UND PUNKT I, NO-PAZIFIK ( $38^{\circ}\text{N}$ , $140^{\circ}\text{W}$ )

Auf Grund der relativ geringen Entfernung zwischen diesen beiden Punkten liegt eine Zuordnung nahe. Im Winter wird an diesen Stellen das 850 mb-Niveau durch einen leichten Rücken geprägt, im Sommer durch die subtropische Hochdruckzelle über dem östlichen Pazifik. In 500 und 200 mb herrscht im Winter im Mittel eine mehr zonale Strömung vor, im Som-

mer bildet sich ein leichter Rücken aus. Die berechneten Spektren sind in Fig. 35 und Fig. 36 abgebildet.

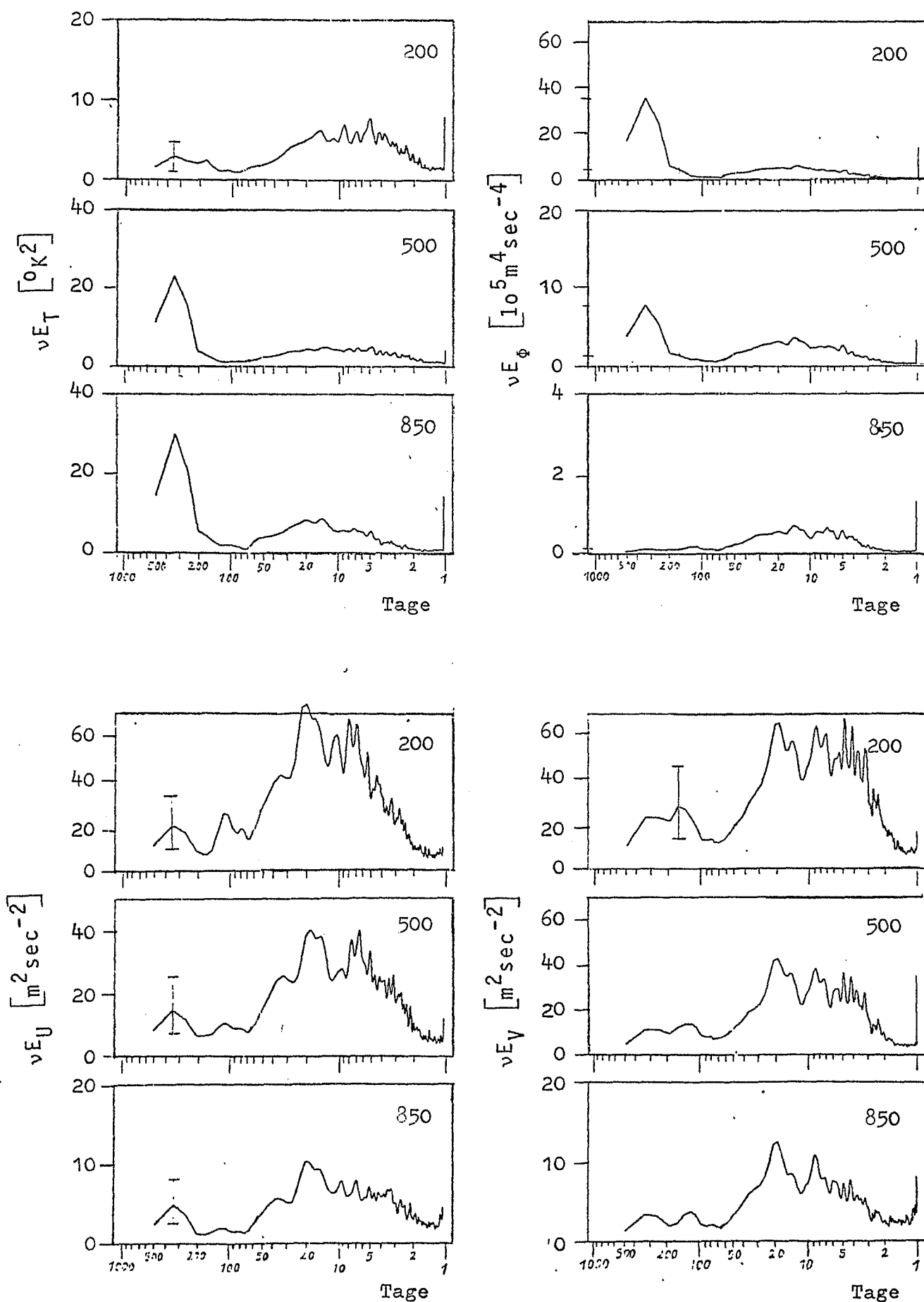
Die Spektralanalysen des zonalen Windes zeichnen sich im Vergleich zu den bisher gezeigten Ergebnissen durch sehr hohe Amplitudenwerte bei Perioden von 20 Tagen aus. Diese dominierenden Maxima sind, da auch im  $v_g$ -Spektrum hohe Werte auftauchen, sicherlich auf Blocking-Highs zurückzuführen, die sich sehr häufig über dem Nordost-Pazifik auszubilden pflegen. Charakteristisch für die Struktur der  $v_g^2$ -Spektren ist das Auftreten relativ großer Amplitudenwerte in einem sehr breiten Periodenbereich. Die Maxima bei 20 Tagen sind nicht so dominant wie in den  $u_g^2$ -Spektren, dies gilt besonders für Punkt I.

Das Energiespektrum der meridionalen Komponente für E (San Francisco) zeigt eine Reihe weiterer markanter Strukturen, deren Resistenz über die drei Niveaus besonders auffällig ist: Ein breites Maximum zeichnet sich im Intervall von 7 bis 10 Tagen ab und zwei weitere signifikante Peaks bei 4 und 5 Tagen, die dem ROSSBY-Zyklonenbereich zuzuordnen sind.

Die entsprechenden Abbildungen für den Punkt I (NO-Pazifik) weisen keine statistisch gesicherten Peaks auf. Das gleiche gilt, mit Ausnahme des extremen Maximums bei 20 Tagen, auch für das  $u_g^2$ -Spektrum. In der  $u_g$ -Analyse des Ortes E tritt hingegen ein deutliches Maximum zwischen 6 und 8 Tagen auf.

Bis auf das Maximum bei 20 Tagen im 850 mb-Spektrum des Geopotentials in Punkt I zeigen die Ergebnisse der Spektralanalyse von Temperatur und Geopotential im kurzperiodischen Bereich einen relativ gleichförmigen Verlauf.

E San Francisco ( $40^{\circ}\text{N}$ ,  $125^{\circ}\text{W}$ )



! Maßstab in 200 mb !

! Maßstab in 500 und 200 mb !

Fig. 35 Die Energiespektren der Temperatur, des Geopotentials, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.

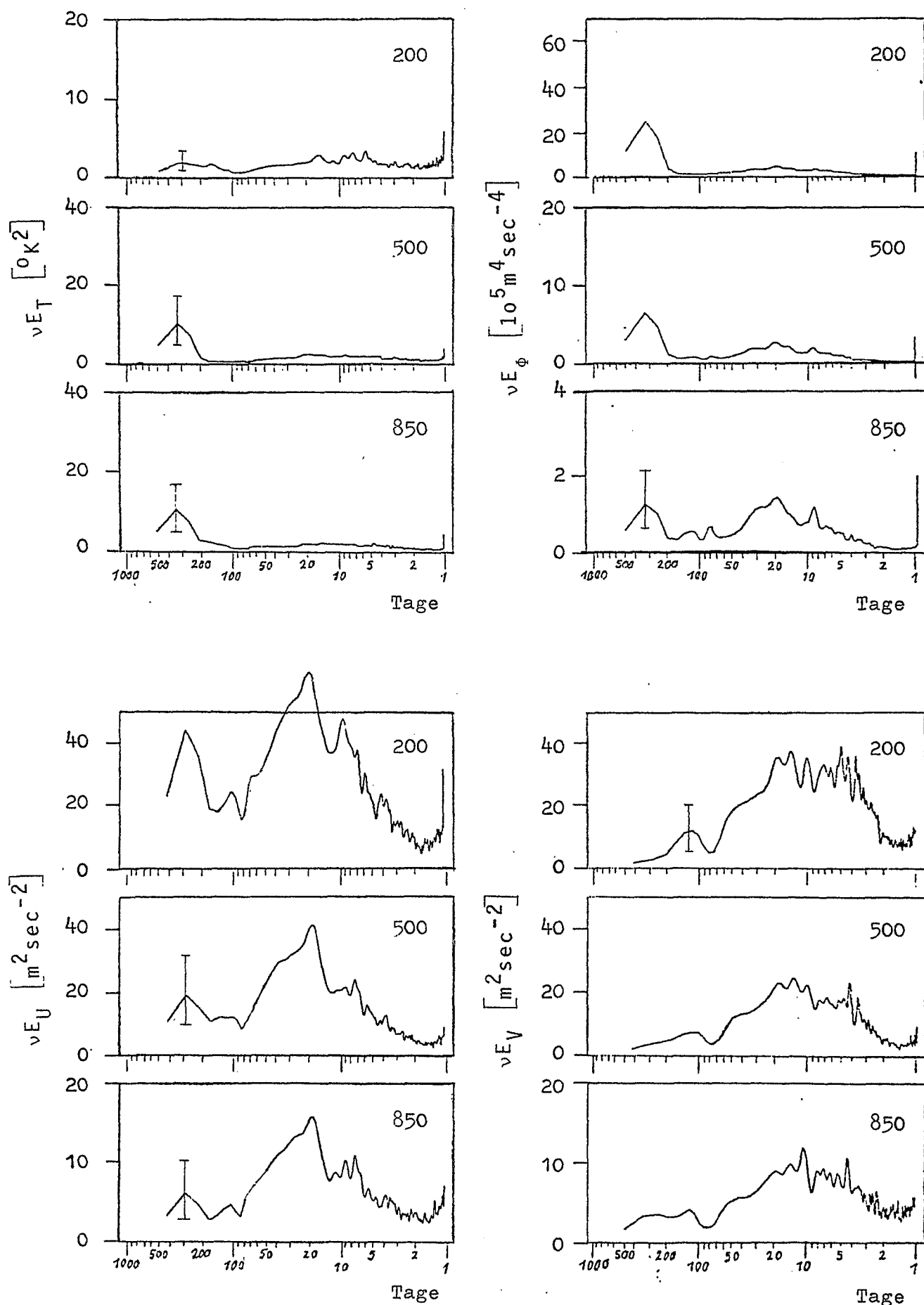


Fig. 36 Die Energiespektren der Temperatur, des Geopotentials, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.

6.2.6 PUNKT B, BERINGSEE ( $56^{\circ}\text{N}$ ,  $172^{\circ}\text{W}$ ) UND PUNKT VII,  
SHETLAND ( $63^{\circ}\text{N}$ ,  $0^{\circ}$ )

Diese beiden Punkte fallen in den Bereich der winterlichen Höhenrücken über den nordöstlichen Teilen des Pazifiks bzw. des Atlantiks (siehe Abb. 1). Im Sommer dominieren in diesen Gebieten flache Tröge.

In den Abbildungen der Ergebnisse für den Punkt B (Fig. 37) fällt die instabile Struktur der Windspektren, aber auch des Temperaturspektrums in 200 mb und des Geopotentialspektrums in 850 mb, für Perioden kleiner fünf Tagen auf. Zwischen eng benachbarten Frequenzen treten starke Amplitudensprünge auf. In diesem spektralen Intervall wäre, um eine sinnvolle Interpretation zu ermöglichen, eine höhere statistische Absicherung durch Verwendung einer größeren Anzahl von Teilreihen bei der Fast-Fourier-Transformation oder eine stärkere Mittelung im Frequenzbereich notwendig gewesen. Hierauf wurde jedoch hinsichtlich der Vergleichbarkeit der Ergebnisse verzichtet. Die Interpretation wird aus diesem Grund nur auf den Bereich mit Perioden größer 5 Tagen beschränkt.

In den Geopotentialspektren zeichnet sich ein Maximum bei 18 Tagen ab. Bei gleicher Periode tritt ein Peak im  $u_g^2$ -Spektrum auf und ein sehr schwaches Maximum in der Analyse des meridionalen Windes. In letzterer heben sich in 200 und 500 mb hohe Energiedichten bei 30 Tagen heraus, eine Struktur, die sich auch in den  $u_g$ -Darstellungen erkennen läßt. Diese Maxima könnten im Zusammenhang mit Blocking-Effekten entstehen, ihre Doppelstruktur kann eventuell durch unterschiedliche Schwingungsperioden in verschiedenen Jahreszeiten erklärt werden. Der große Anteil des meridionalen Transports von sensibler Energie, der diesem Periodenbereich bei hoher Kohärenz und einer Phasenbeziehung von fast  $360^{\circ}$  zwischen  $T$  und  $v_g$  zufällt (s. PERKUHN, 1979), unterstützt diese Überlegung.

In allen Windspektren treten hohe Energien im Periodenin-

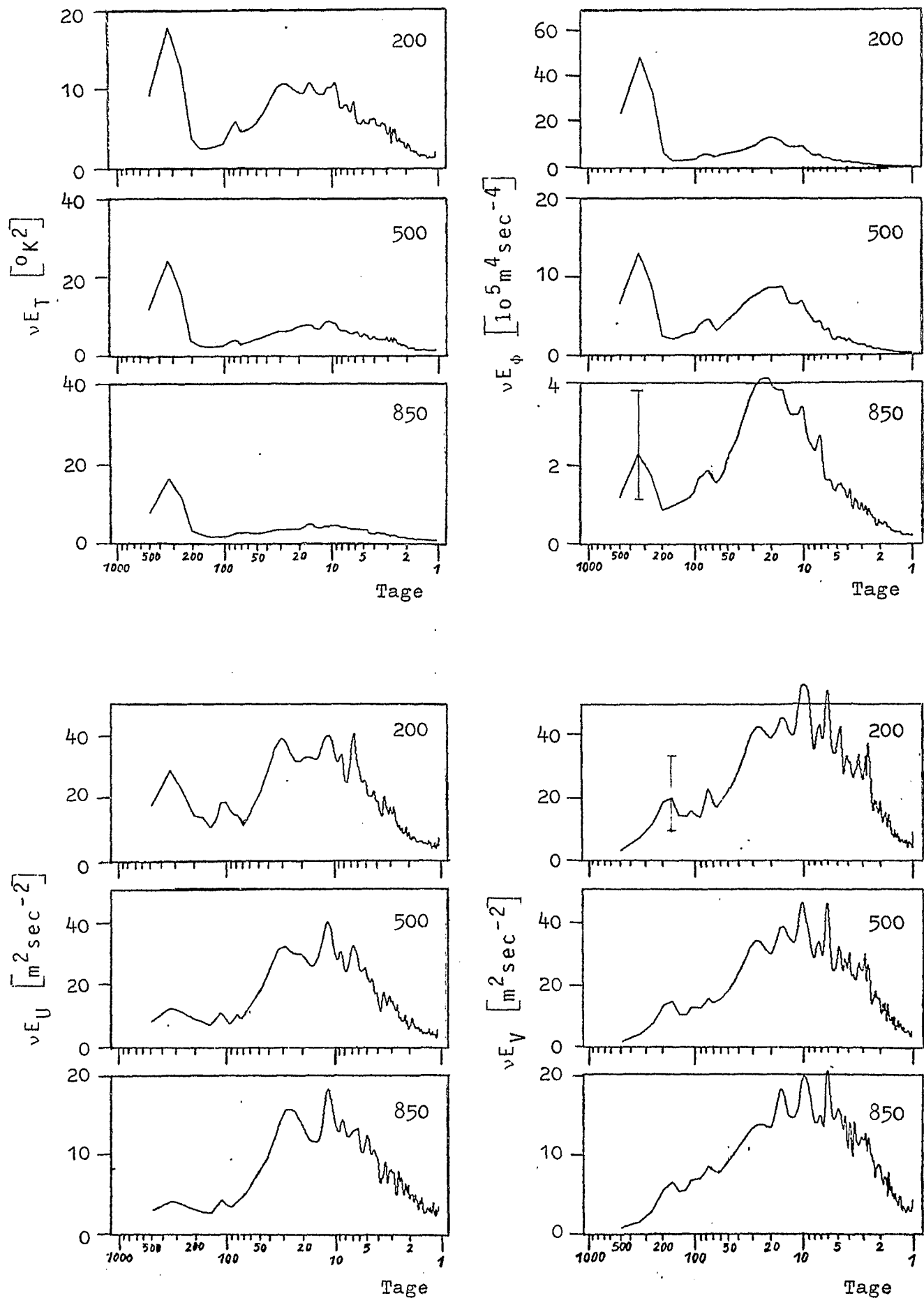


Fig. 38 Die Energiespektren der Temperatur, des Geopotentials, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.

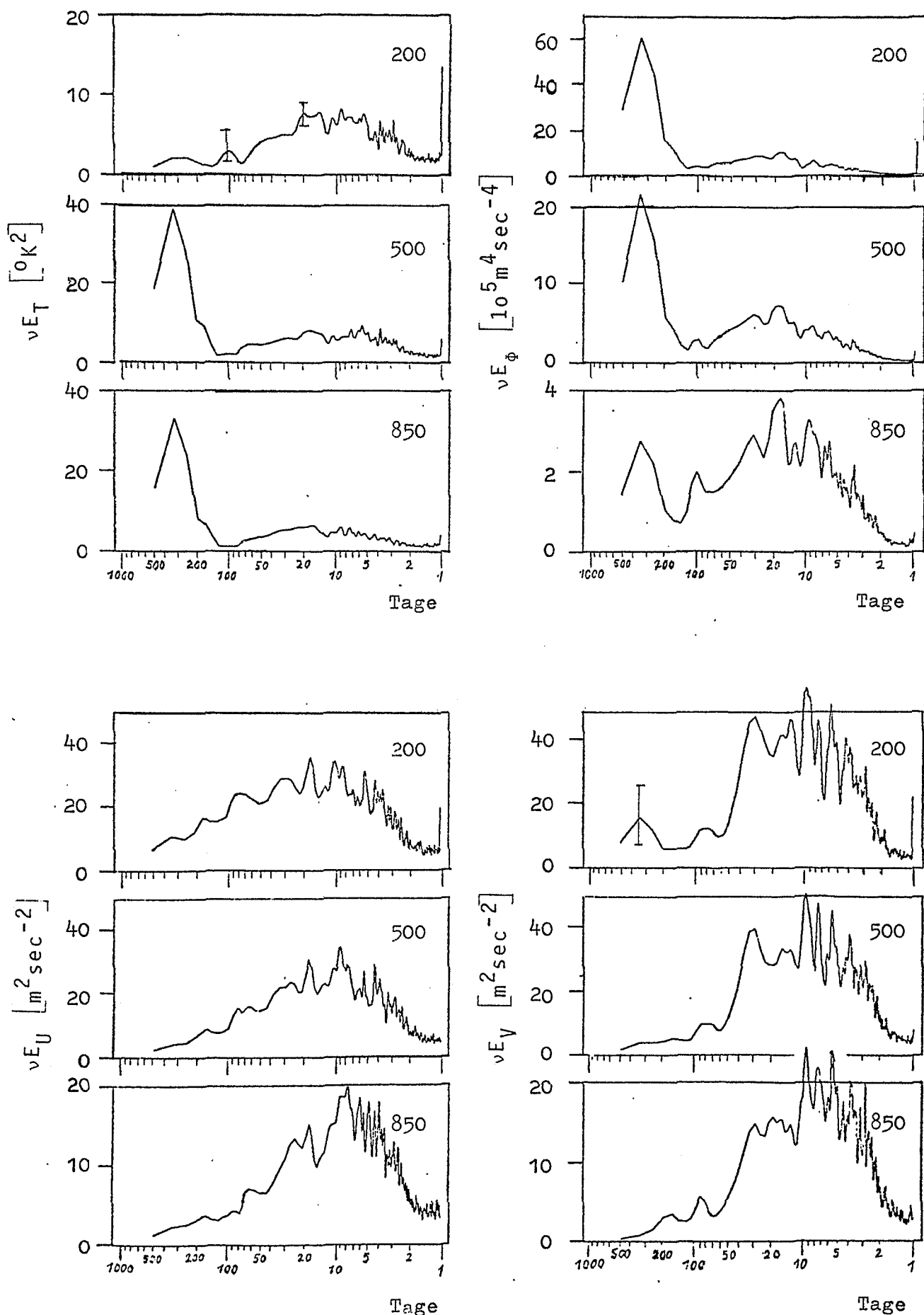


Fig. 37 Die Energiespektren der Temperatur, des Geopotentials, der zonalen und der meridionalen Komponente des Windes (von links oben nach rechts unten), jeweils von oben nach unten für die Niveaus 200, 500 und 850 mb.

tervall von 7 bis 10 Tagen auf, für  $u_g$  in Form eines breiten Maximums, für  $v_g$  durch zwei einzelne überlagerte Peaks. Es ist möglich, daß diese großen Amplituden durch Kaltluft- bzw. Warmluftvorstöße hervorgerufen werden, die in den Wintermonaten über diesen Gebieten besonders heftig sind. Da Vorstöße beider extremen Luftmassen in Frage kommen, muß nicht notwendigerweise ein Peak im  $T^2$ -Spektrum auftauchen.

In der  $v_g$ -Analyse tritt ein weiteres signifikantes Maximum zwischen 5 und 6 Tagen auf, das auf den Durchzug von ROSSBY-Wellen zurückzuführen ist.

Die meisten Darstellungen für Punkt VII, Shetland (Fig. 38) zeigen hohe Energiewerte im Periodenbereich zwischen 15 und 40 Tagen an, so die  $\phi^2$ -Spektren, die Spektren von  $T^2$  in 200 mb, von  $u_g^2$  und von  $v_g^2$  in 500 und 200 mb. Die Cospektren von  $u_g$  und  $v_g$  (s. PERKUHN) zeigen ebenfalls hohe Amplituden in 500 und 200 mb, bei einer gleichmäßigen Phasenbeziehung von  $180^\circ$  zwischen den beiden Komponenten.

Als plausible Erklärung für diese Strukturen sind wiederum Blocking-Effekte zu nennen. Weitere Maxima treten bei 10 Tagen auf, eventuell zurückzuführen auf Kalt- bzw. Warmluftvorstöße. Um eine solche Aussage abzusichern, müßten Spektren der einzelnen Jahre berechnet werden und bei signifikantem Auftreten des Peaks eine Untersuchung der täglichen Höhenkarten für das jeweilige Jahr durchgeführt werden. Dabei bietet sich die Verwendung einer durch Bandpaßfilterung modifizierten Zeitreihe als Untersuchungsgrundlage an. Eine solche detaillierte Behandlung wäre sicher in mehreren Fällen zur Überprüfung der Diskussionsaussagen innerhalb dieser Diplomarbeit sehr sinnvoll, der notwendige Zeitaufwand würde den Rahmen einer Diplomarbeit jedoch weit überschreiten.



## 7. SCHLUSSBETRACHTUNG

In dieser Arbeit wurde es durch die Verteilung der untersuchten Gebiete möglich, einen Einblick in die regionalen Unterschiede der spektralen Strukturen, besonders hinsichtlich ihrer Variabilität längs der Breitenkreise, zu erlangen. Einen groben Abriß der erlangten Ergebnisse geben die Figuren 38 bis 41. In der oberen Abbildung ist jeweils eine Übersicht über die Lage der Punkte bezüglich der Kontinente und der Troglagen in der mittleren und oberen Troposphäre in Sommer und Winter gegeben (Klammern kennzeichnen sekundäre Tröge). Die mittlere Abbildung zeigt die Verteilung des Auftretens von Jahres- bzw. Halbjahrespeaks. Unten sind diejenigen Perioden eingetragen, für die sich wesentliche Maxima oder signifikante Peaks aus der Struktur der Spektren herausheben.

Um generelle Aussagen über die Struktur der gewonnenen Spektren zu machen, ist wiederum eine Unterteilung des Frequenzbereiches in ein langperiodisches Intervall, das vor allem die Jahres- und Halbjahreswelle, und in ein kurzperiodisches Intervall, welches den Bereich von einem bis zu 70 Tagen umfaßt, notwendig.

Der erste und langperiodische Anteil zeigt für die Parameter  $T$  und  $u_g$  eine gewisse Breitenabhängigkeit: In den  $T^2$ -Spektren des 200 mb-Niveaus zeichnen sich Jahrespeaks nur in den hohen Breiten ab (Fig. 38), während sie in den unteren Niveaus an allen Punkten signifikant hervortreten. Der kurzperiodische Bereich weist in den 500 und 200 mb-Flächen zumeist einen gleichförmigen Verlauf der Spektren auf, so daß sich die untere Abbildung von Fig. 38 nur auf das 850 mb-Niveau bezieht.

In den  $u_g^2$ -Spektren treten signifikante Maxima für eine ganzjährige Periode nur in den südlich gelegenen Punkten auf und sind auf die extremen Windgeschwindigkeiten im Bereich der Strahlströme während der Wintermonate zurückzuführen.

Halbjahrespeaks zeichnen sich lediglich an drei Punkten in relativ hoher Breite ab (Fig. 40). In den Analysen des meridionalen Windes tritt ein signifikanter Peak im langperiodischen Bereich nur in einem Fall auf (Fig. 41). In den unteren Abbildungen von Fig. 40 und Fig. 41 sind nur diejenigen Peaks und Maxima eingetragen, die zumindest in 2 Niveaus deutlich hervortreten.

Die  $\phi^2$ -Spektren aller Punkte zeigen Jahrespeaks in 500 und 200 mb. Das Auftreten von Jahrespeaks in 850 mb gibt die Fig. 39 (Mitte) wieder. Im kurzperiodischen Bereich ist der Verlauf der Spektren in den Niveaus 850 und 500 mb zumeist gleichförmig. Die untere Abbildung von Fig. 39 bezieht sich daher nur auf das 200 mb-Niveau.

Die prinzipielle Form der Energiespektren im kurzperiodischen Bereich entspricht der eines Red-Noise-Prozesses. Dem Noise-Spektrum überlagern sich die Amplitudenwerte der periodischen Vorgänge. Eine grobe Gruppeneinteilung der spektralen Struktur in diesem Periodenintervall ist anhand der Lage der Punkte bezüglich der Tröge und Rücken des Geopotentialfeldes unter Berücksichtigung ihrer jahreszeitlichen Verlagerung möglich.

In den Spektren von Temperatur und Geopotential zeichnet sich im Bereich um 100 Tage eine spektrale Lücke ab. Diese Lücke ist auch in den Darstellungen von  $u_g$ , wenn auch weniger deutlich, erkennbar. Da die Amplituden der Analysen des meridionalen Windes in den meisten Fällen im langperiodischen Bereich nur geringe Werte aufweisen, kann der Begriff eines spektralen Gaps bei diesem Parameter nicht verwendet werden.

Den integralen Darstellungen entnimmt man, daß der Beitrag der langwelligen Störungen zur Gesamtvarianz der Temperatur in den unteren Niveaus zwischen 55 und 85 % und zur Gesamtvarianz des Geopotentials in 500 und 200 mb zwischen 55 und 90 % beträgt. Werden die Berechnungen für Zeitspannen von monatlicher Dauer durchgeführt, wird in diesen Druckflächen weniger als die Hälfte des Varianzbetrages erfaßt.

In den niedrigen Breiten bis etwa  $40^{\circ}\text{N}$  hat die Gesamtenergie des zonalen Windes einen größeren Betrag als die des meridionalen Windes. In den höheren Breiten ist das Umgekehrte feststellbar. Ähnliches gilt für den kurzperiodischen Bereich. Der prozentuale Anteil der kurzperiodischen Schwankungen liegt für  $u_g$  zwischen 35 und 80 %, für  $v_g$  zwischen 60 und 90 %, hier ist also der Beitrag der kleineren Perioden stets größer als der von Jahres- und Halbjahreswelle.

Eine Relation zwischen der Stärke der Transporte von sensibler Energie bzw. von Drehimpuls und der Varianz der einzelnen Parameter oder der Struktur ihrer Spektren läßt sich nicht feststellen. Ausschlaggebend ist die Phasenbeziehung zwischen den Schwankungen der miteinander gekoppelten Parameter und nicht die Amplitude der einzelnen Wellen.

Für eine vollständigere Beschreibung der meteorologischen Verhältnisse wären detailliertere Untersuchungen für einzelne Punkte interessant, einerseits, um die Ursache einzelner Peaks näher zu analysieren und andererseits, um die jahreszeitliche Variation der Struktur der Spektren im kurzperiodischen Bereich zu erfassen.

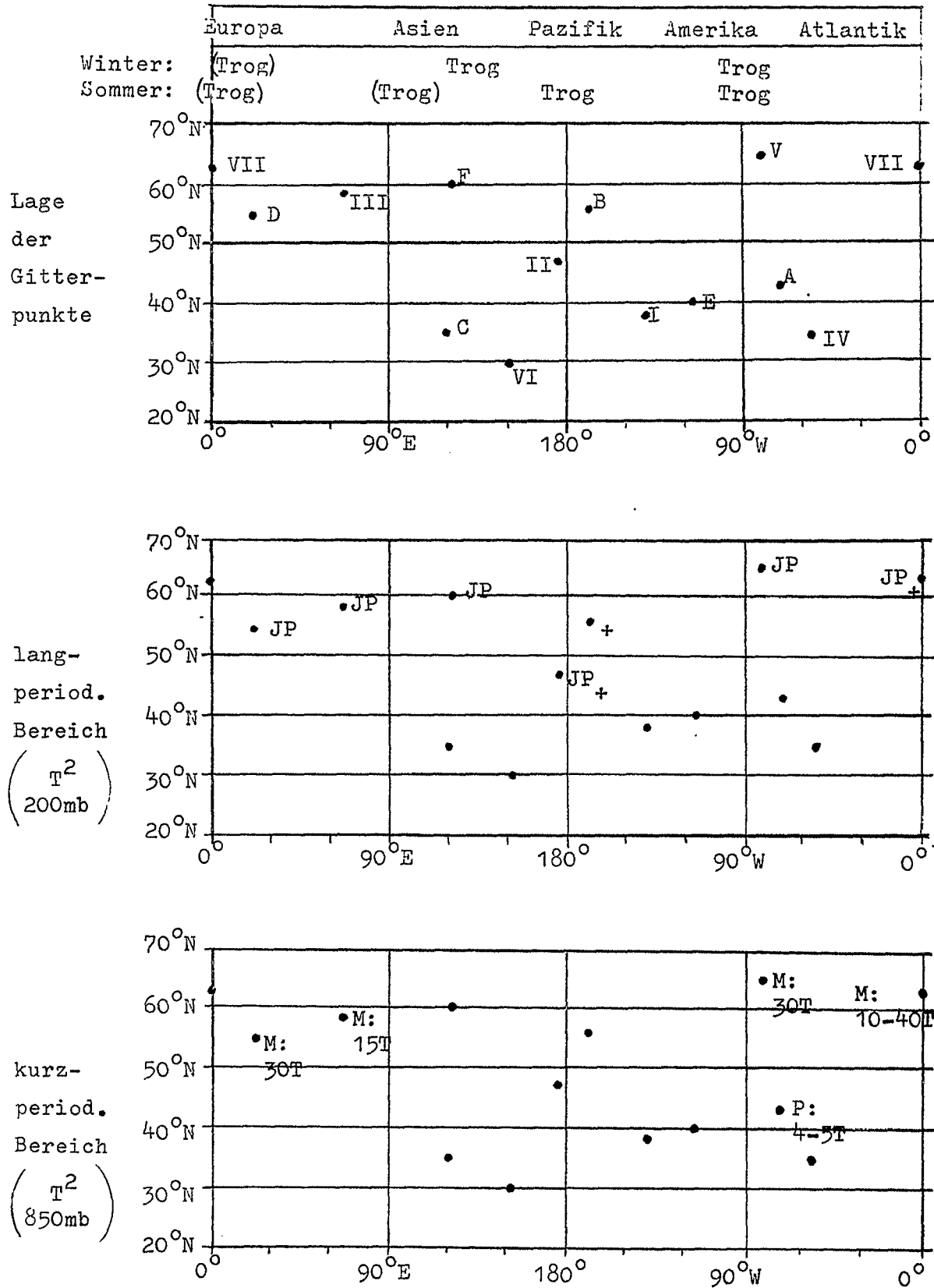


Fig. 38 Struktureigenheiten der  $T^2$ -Spektren

JP: Jahrespeak in 850 mb

+: Zunahme der Amplitude des Jahrespeaks von 850 zu 500 mb

M: Maximum bei angegebener Periode ( $T$ =Tage) in 850 mb

P: Peakstruktur im angegebenen Periodenbereich (850 mb)

Weitere Erläuterungen siehe Text.

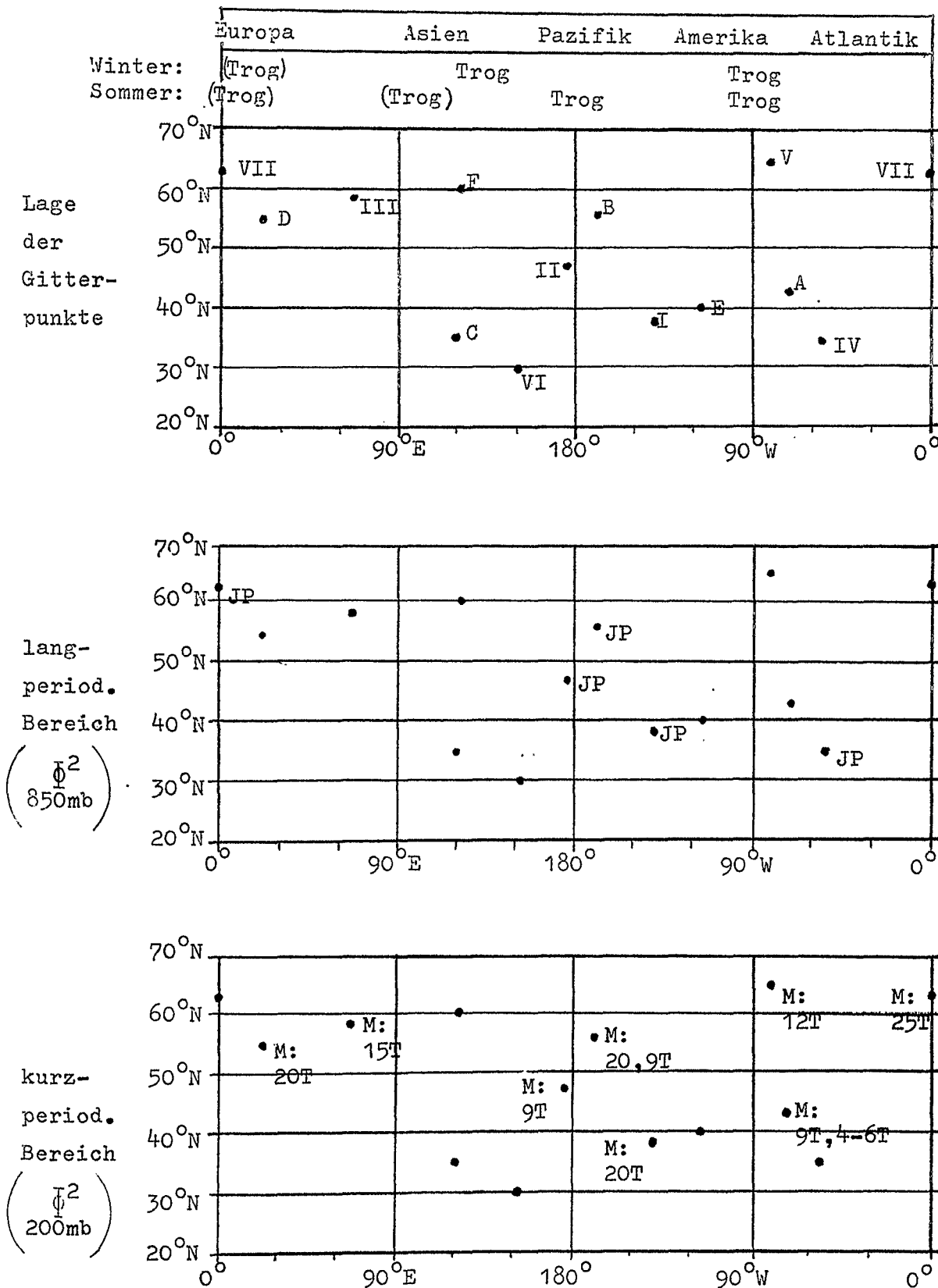


Fig. 39      Struktureinheiten der  $\phi^2$ -Spektren

JP: Jahrespeak in 200 mb

M: Maximum bei angegebener Periode (T=Tage) in 200 mb

P: Peakstruktur im angegebenen Periodenbereich (200 mb)

Weitere Erläuterungen siehe Text

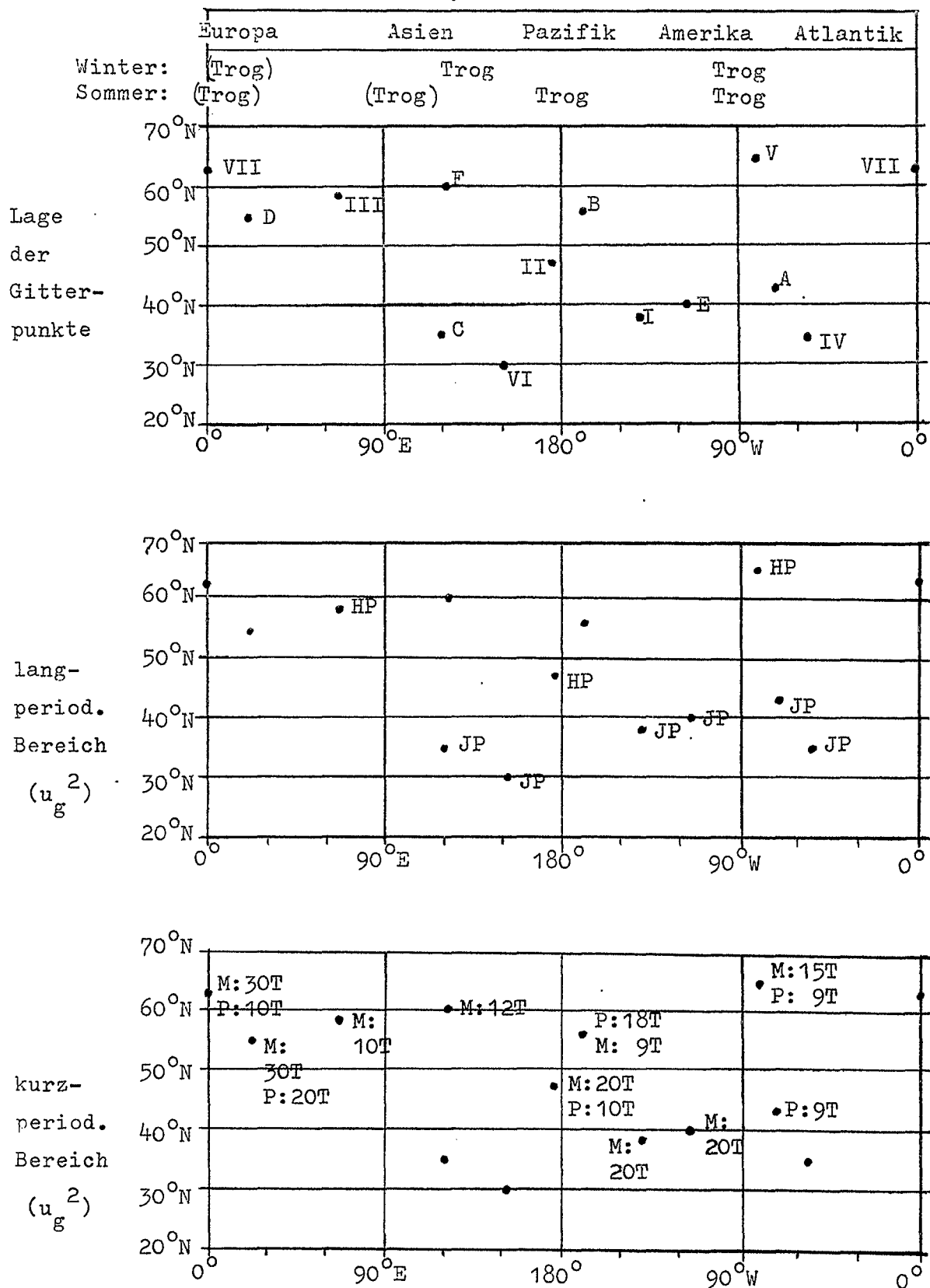


Fig. 40 Struktureinheiten der  $u^2$ -Spektren  
 JP: Jahrespeak  
 HP: Halbjahrespeak  
 M: Maximum bei angegebener Periode (T=Tage)  
 P: Peakstruktur im angegebenen Periodenbereich  
 Weitere Erläuterungen siehe Text

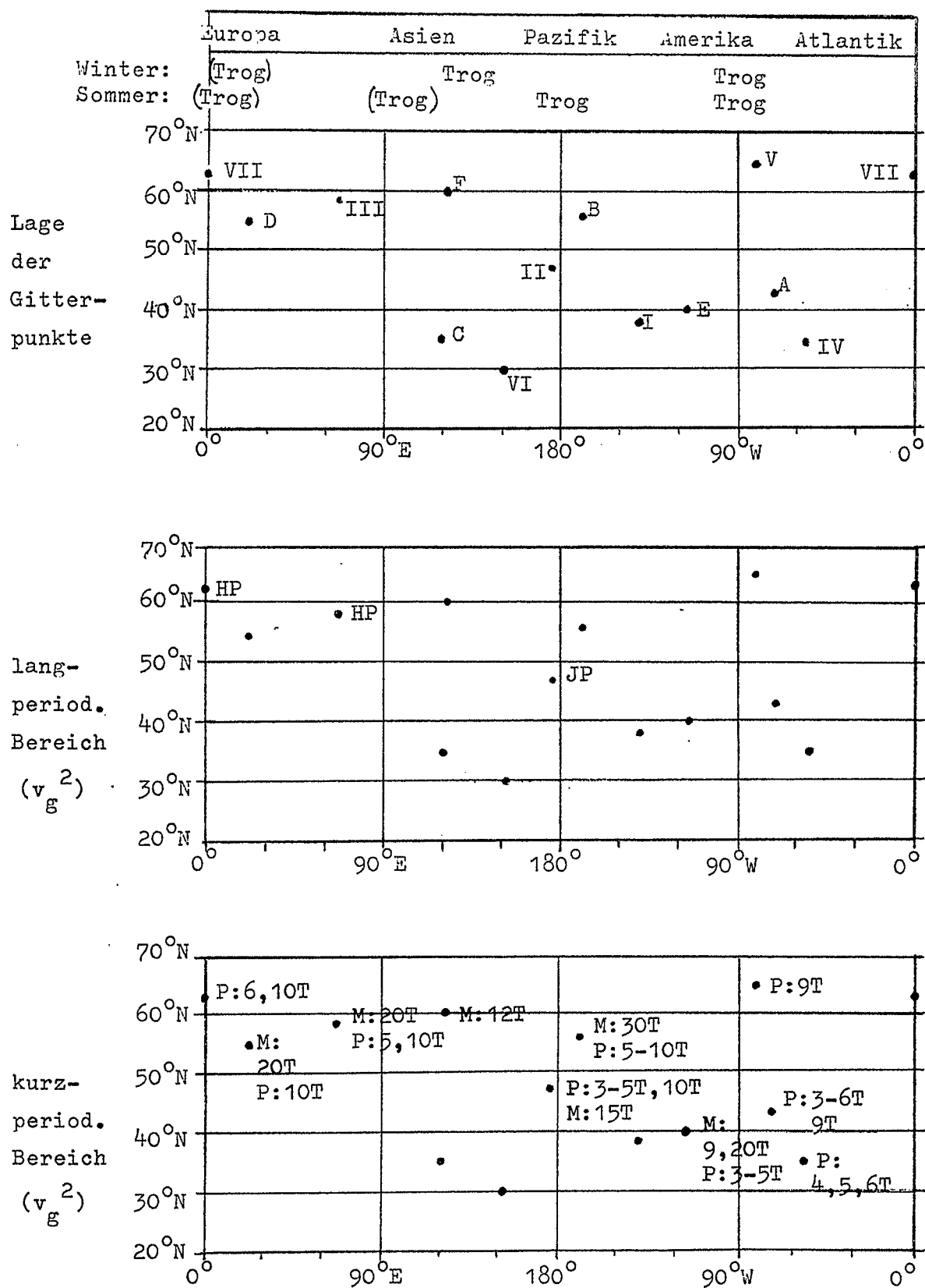


Fig. 41 Struktureigenheiten der  $v_g^2$ -Spektren  
 JP: Jahrespeak  
 HP: Halbjahrespeak  
 M: Maximum bei angegebener Periode (T=Tage)  
 P: Peakstruktur im angegebenen Periodenbereich  
 Weitere Erläuterungen siehe Text

## LITERATURVERZEICHNIS

- BARRY, R.G. and A.H. PERRY, 1973: Synoptic climatology,  
Methuen & Co. Ltd., London
- CHANG, J.-H., 1972: Atmospheric circulation systems and climates,  
The Oriental Publishing Company, Honolulu,  
Hawaii
- CHIU, W.C., 1959: The wind and temperature spectra of the upper  
troposphere and lower stratosphere over North  
America, J. Meteorol. 17, pp. 64-77
- CHIU, W.C., 1973: On the atmospheric kinetic energy spectrum and  
its estimation at some selected stations,  
J. Meteorol. 30, pp. 377-391
- DEFANT, A. und Fr. DEFANT, 1958: Physikalische Dynamik der Atmo-  
sphäre, Akademische Verlagsgesellschaft mbH,  
Frankfurt/M.
- DEFANT, Fr., 1972: Klima und Wetter der Ostsee, Kieler Meeresfor-  
schungen, I.f.M. Kiel, Bd. XXVIII, Heft 1
- DEFANT, Fr., 1976: Die Energetik der Allgemeinen Zirkulation der  
Atmosphäre, Promet 4, 6. Jahrgang
- DEFANT, Fr. with H.T. MÖRTH, 1978: Compendium of meteorology,  
Vol. I, Part 3 - Synoptic meteorology,  
in Wiin-Nielsen, A. (Ed.), WMO-No. 364, Genf
- DZERDZEEVSKII, B.L. and Kh.P. POSOSYAN (Ed.), 1971:  
General circulation of the atmosphere,  
(Obshchaya tsirkulyatsiya atmosfery),  
Israel Program for scientific translations,  
Jerusalem
- ESTOQUE, M.A., 1955: The spectrum of large-scale turbulent transfer  
of momentum and heat, Tellus 7, pp. 177-185
- G-Ae Subcommittee on Measurement Concepts., 1967: What is the  
Fast-Fourier Transformation, IEEE Transactions  
on Audio and Electroacoustics,  
Vol. AU-15, No. 2, pp. 45-55
- GILMAN, D.L., F.J. FUGLISTER and J.M. MITCHELL, 1962:  
On the power spectrum of "Red Noise",  
J. Atmosph. Sci. 20, pp. 182-184



- HALTINER, G.J. and F.L. MARTIN, 1957: Dynamical and physical meteorology, McGraw-Hill, New York
- HARTMANN, D.L., 1974: Time spectral analysis of mid-latitude disturbances, Monthly Weather Rev. 102
- VAN DER HOVEN, J., 1956: Power spectrum of horizontal wind speed in the frequency range from 0.0007 to 900 cycles per hour, J. Meteorol. 14, pp. 160-164
- JENKINS, G.M. and D.G. WATTS, 1968: Spectral analysis and its application, Holden Day, San Francisco
- JULIAN, P.R., 1966: The index cycle: A cross-spectral analysis of zonal index data, Monthly Weather Rev. 94, pp. 283-293
- JULIAN, P.R., 1971: Some aspects of variance spectra of synoptic scale tropospheric wind components in midlatitudes and in the tropics, Monthly Weather Rev. 99
- KRAUSS, W., 1966: Methoden und Ergebnisse der Theoretischen Ozeanographie II, Interne Wellen, Bornträger, Berlin
- LANDSBERG, H.E. (ed. in Chief): World survey of climatology, Elsevier Publishing Company, Amsterdam-London-New York
- Vol. 4, 1969: Climate of the free atmosphere, Ed.: D.F. REX
- Vol. 7, 1977: Climates of the Soviet union, Ed.: P.E. LYDOLPH
- Vol. 8, 1969: Climates of Northern and Eastern Asia, Ed.: A. ARAKAWA
- Vol. 11, 1974: Climates of North America, Ed.: R.A. BRYSON and F.A. HARE
- NUTTAL, A.H., 1971: Spectral estimation by means of overlapped Fast Fourier Transform processing of windowed data, Naval Underwater Systems Center Report No. 4196, New London, Connecticut 06320
- OORT, A.H. and A. TAYLOR, 1969: On the kinetic energy spectrum near the ground, Monthly Weather Rev. 97, pp. 623-636
- OSTHAUS, A., 1978: Die Struktur der stehenden Temperatur- und Geopotentialwellen im Januar und Juli und die durch sie hervorgerufenen Transporte von sensibler Energie und Drehimpuls, Ber. Inst. f. Meereskunde, Kiel, Nr. 46

- PERKUHN, J., 1979: Spektrale Betrachtung der großskaligen Transporte von sensibler Energie und Drehimpuls an ausgewählten Gitterpunkten des DWD-Gitternetzes der Nordhalbkugel, Ber. Inst. f. Meereskunde, Kiel, in Vorbereitung
- PETTERSEN, S., 1956: Weather analysis and forecasting, Vol. I, McGraw-Hill Book Company, INC.
- SCHERHAG, R. und Mitarbeiter, 1969: Meteorologische Abhandlungen, Bd. 100/Heft 1, Klimatologische Karten der Nordhemisphäre, Verlag Dietrich Reimer, Berlin
- SPETH, P., 1974: Energetische Vergleichszahlen für Modellrechnungen der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation, Meteorol. Rdsch. 27, pp. 33-53
- SPETH, P., 1974: Horizontale Flüsse von sensibler und latenter Energie und von Impuls für die Atmosphäre der Nordhalbkugel, Meteorol. Rdsch. 27, pp. 65-90
- SPETH, P., 1975: The variability of the available potential energy, Meteorol. Rdsch. 28, pp. 171-178
- SPETH, P., 1978: Mean horizontal fields of temperature and geopotential height for each January, April, July and October for the period 1967-1976, Ber. Inst. f. Meereskunde, Kiel, Nr. 53
- SPETH, P., 1978: Time spectral analysis of large-scale eddy transport of sensible heat and momentum, Contr. Atm. Phys. 51, pp. 153-165
- VINNICHENKO, N.K., 1970: The kinetic energy spectrum in the free atmosphere - 1 second to 5 years, Tellus 22, pp. 158-166
- WIIN-NIELSEN, A. (Ed.), 1978: Compendium of meteorology, Vol. I, Part 3 - Synoptic meteorology, WMO-No. 364, Genf

## DANKSAGUNG

Besondere Erwähnung soll noch der Umstand erfahren, daß die in der vorliegenden Diplomarbeit verwendeten Grundlagendaten durch die freundliche Bereitstellung des Deutschen Wetterdienstes der Abteilung Meteorologie des Instituts für Meereskunde zur Verfügung waren. Die Verwendung dieses umfangreichen Datensatzes hat die vorliegende Arbeit im Grundsatz erst möglich gemacht. Dem Deutschen Wetterdienst sei für diese Hilfe besonders gedankt.

Die Verfasserin dankt auch allen Mitgliedern der Abteilungen Meteorologie und Theoretische Ozeanographie für die vielfache Unterstützung, die sie während der Abwicklung der Diplomarbeit erfahren hat, und für die Betreuung der Arbeit durch die Professoren Defant und Speth.